This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

BUHR A
a39015 01803287 3b

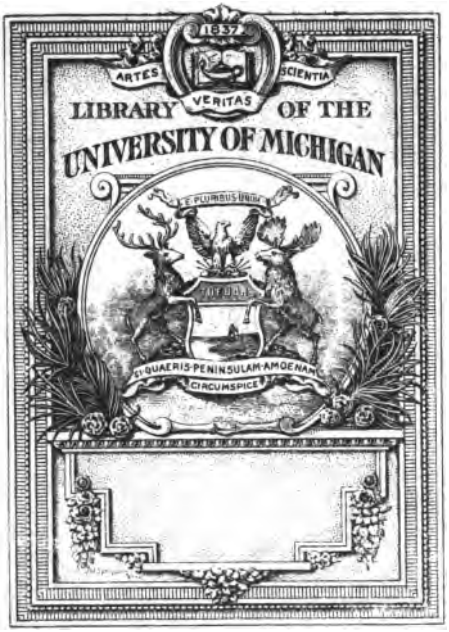
DIE GESTEINSBILDENDEN MINERALIEN.

FREIBURG IM BREISGAU.
HERDERSCHE VERLAGSHANDLUNG.

10. 11. 05.

R

f. 50


ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
E PLURIBUS UNUM
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE

QE
431
.W42

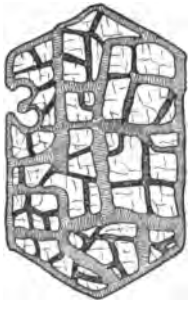
Die gesteinsbildenden Mineralien.

Die

gesteinsbildenden Mineralien.

Von

Dr. **Ernst Weinschenk,**
a.-o. Professor der Petrographie an der Universität München.



Mit 100 Textfiguren und 18 Tabellen.

Freiburg im Breisgau.
Herdersche Verlagshandlung.
1901.
Zweigniederlassungen in Wien, Straßburg, München und St. Louis, Mo.

Alle Rechte vorbehalten.

Buchdruckerei der Herderschen Verlagshandlung in Freiburg.

Vorwort.

Die Kenntnis der gesteinsbildenden Mineralien ist die erste Grundlage der Gesteinskunde. Obwohl nun eine ganze Reihe von Schriften sich speziell mit diesem Thema befassen, so schien es doch zweckmäfsig, die Zahl derselben durch ein kurzgefafstes Buch zu vermehren, welches den neuesten Standpunkt der Wissenschaft möglichst zum Ausdruck bringt. Das hier vorliegende bildet gewissermafsen den zweiten Teil zu der vor kurzer Zeit erschienenen „Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops“; möge ihm dieselbe gute Aufnahme beschieden sein, welche dieses gefunden hat.

Von Litteraturangaben wurde des gedrängten Raumes halber völlig abgesehen, es mag aber hier erwähnt werden, dafs in Bezug auf die einzelnen Daten sowohl die Speziallitteratur in umfangreichem Mafse berücksichtigt wurde, als besonders den Werken von Michel-Lévy und Lacroix sowie von Rosenbusch zahlreiche Angaben entnommen sind. Anderntеils wurde eine gröfsere Anzahl von Kontrollbeobachtungen speziell für das hier vorliegende Buch von mir durchgeführt.

Mehreren Fachgenossen bin ich auch diesmal für ihre freundliche Unterstützung verpflichtet, speziell den Herren H. Rösler in Rodach bei Koburg und C. Viola in Rom, welche mir bei der Konstruktion der Plagioklas-Diagramme behilflich waren. Endlich mag bemerkt werden, dafs das Rheinische Mineraliencomptoir von Dr. Krantz in Bonn beabsichtigt, für Lehrzwecke nach den in diesem Buche gegebenen Zeichnungen eine Reihe von Glasmodellen in den Handel zu bringen, während Voigt und Hochgesang in Göttingen eine Sammlung von Dünnschliffen nach den hier gegebenen Gesichtspunkten in Vorbereitung haben.

München, August 1901.

Professor **E. Weinschenk.**

149721

Inhalt.

Seite

Einleitung 1

Allgemeiner Teil.

Die Herstellung des Beobachtungsmaterials 4

Die Trennungsmethoden 7

1. Die chemischen Trennungsmethoden 7
2. Die physikalischen Trennungsmethoden 11

Die Untersuchungsmethoden 21

1. Die chemischen Untersuchungsmethoden 21
   a) Allgemeine Reaktionen 21
   b) Spezielle Reaktionen 31
2. Die physikalischen Untersuchungsmethoden 84

Die Ausbildung der gesteinsbildenden Mineralien 88

Spezieller Teil.

1. Opake Mineralien 48

2. Optisch isotrope Mineralien 53

3. Optisch einachsige Mineralien 62

4. Optisch zweiachsige Mineralien 77

Einleitung.

Die mineralischen Gemengteile der Gesteine kann man nur in verhältnismäfsig seltenen Fällen mit bloſsem Auge deutlich erkennen, in keinem Falle genügt die makroskopische Betrachtung für eine gründliche, alle Einzelheiten der Zusammensetzung berücksichtigende Untersuchung. Ebenso sind die Strukturverhältnisse, welche bei zahlreichen Gesteinen grundlegend für die petrographische Systematik sind, meist nur in ihren grofsen Zügen dem bloſsen Auge schon sichtbar. Wer sich daher mit der Zusammensetzung und der Struktur der Gesteine eingehender beschäftigen will, muſs vor allem die Methoden kennen lernen, mittels deren diese Erkenntnis erreichbar erscheint.

In erster Linie in Betracht kommt die mikroskopische Untersuchung im Dünnschliff, und es ist daher für jeden, welcher sich auch nur oberflächlich mit Petrographie beschäftigen will, unumgänglich notwendig, die mikroskopisch-optischen Methoden so eingehend als möglich kennen zu lernen, da ohne diese häufig eine selbst nur annähernde Gesteinsbestimmung unmöglich ist. Man darf dabei allerdings nicht in den Fehler verfallen, welcher namentlich in der ersten Zeit der Entstehung der petrographischen Wissenschaft weit verbreitet war, daſs man die mit bloſsem Auge sichtbaren Eigenschaften der Gesteine überhaupt vernachlässigte und die Gesteine nur noch im Dünnschliff unter dem Mikroskop kennen wollte. Liefert doch in gar nicht seltenen Fällen die makroskopische Erscheinungsform der Gesteine und ihrer einzelnen Gemengteile zahlreiche Anhaltspunkte, welche die mikroskopische Forschung teils ergänzen teils namentlich in hohem Maſse erleichtern, so daſs in allen Fällen die Feststellung des äuſseren Habitus der Gesteine der mikroskopischen Untersuchung vorausgehen muſs. Die Möglichkeit zur Erkennung der makroskopischen Eigenschaften der Mineralien vermittelt die Mineralogie; ohne gründliche Kenntnis der Mineralogie sollte, so klein im allgemeinen der Kreis der häufiger vorkommenden gesteinsbilden-

den Gemengteile ist, an eine Beschäftigung mit petrographischen Untersuchungen nicht herangeschritten werden. Die Mineralogie bildet die erste und unumgänglich notwendige Grundlage, auf welcher erst die petrographische Forschung weiterbauen kann.

Das einer makroskopischen Untersuchung folgende mikroskopische Studium der Gesteine andernteils kann nur dann zu einem guten Ziele führen, wenn eine ausreichende Kenntnis der optischen Eigenschaften der Krystalle und eine ziemliche Übung in der Anwendung mikroskopischer Methoden zu Grunde liegt. Es mufs also bei allen petrographischen Arbeiten eine Vertrautheit mit der Anwendung des Polarisationsmikroskops vorausgesetzt werden, auf Grund deren allein es möglich ist, sich vor weitgehenden Irrtümern bei der Bestimmung der gesteinsbildenden Gemengteile zu bewahren. Vor allem ist dabei zu betonen, dafs die einfache Kenntnis der Erscheinungsform bestimmter Mineralien in einigen, ja selbst in sehr zahlreichen Gesteinen nicht genügt, um die notwendige Sicherheit für solche Forschungen zu bieten. Wenn diese Kenntnis eine rein äufserliche, auf den optischen Methoden der Mikroskopie nicht genügend gegründete ist, wird bei der so aufserordentlich wechselnden Erscheinungsform, die ein und dasselbe Mineral in verschiedenen Gesteinen darbieten kann, eine fortdauernde Quelle für Verwechslungen geboten sein, so dafs an Stelle einer Förderung der Wissenschaft nur allgemeine Verwirrung geschaffen wird.

Die mikroskopisch-optischen Methoden, welche für petrographische Untersuchungen notwendig sind, habe ich früher (Anleitung[1] zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops, Freiburg 1901) eingehend zusammengestellt, es kann also hier von einer Wiederholung derselben abgesehen werden. Die Grundlagen, welche dort gegeben wurden, müssen hier einfach vorausgesetzt werden.

Aber durchaus nicht in allen Fällen sind die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung allein hinreichend, um eine allen Einzelheiten Rechnung tragende Präzisierung der Gesteinszusammensetzung zu ermöglichen. Die Untersuchungen im Dünnschliff beziehen sich zunächst auf sehr beschränkte Ausschnitte aus den Gesteinen; man wird daher im allgemeinen nicht erwarten dürfen, durch selbst sehr genaue Durchforschung eines oder einiger Gesteinsdünnschliffe die Zusammensetzung in ihrer

[1] Im Text abgekürzt: Anl.

Vollständigkeit zu ergründen. Zumal wird man leicht einzelne für das Gesteinsganze nicht unwichtige, aber doch nur sporadisch vorhandene Bestandteile übersehen. Andernteils sind die optischen Methoden oft nicht im stande, über die Zugehörigkeit eines bestimmten Durchschnittes, welchen man im Dünnschliff beobachtet, volle Sicherheit zu geben. So wird man versuchen, die optischen Methoden nach allen Richtungen zu ergänzen, und das geschieht vor allem dadurch, dafs man entweder am Dünnschliff selbst eine Reihe chemischer Versuche anstellt, oder dafs man mittels physikalischer oder chemischer Methoden aus dem Gesteinsganzen einzelne Bestandteile isoliert, um sie dann weiteren Studien zugänglich zu machen. Wir unterscheiden daher zwischen Trennungsmethoden und Untersuchungsmethoden, welche sich wieder je in einen chemischen und einen physikalischen Teil gliedern. Erst durch die Zusammenfassung aller dieser Methoden wird eine klare Übersicht über die mineralische Beschaffenheit eines Gesteins vermittelt, auf Grund deren eine genaue Charakterisierung desselben möglich ist.

Schliefslich mag hier noch hinzugefügt werden, dafs zwar die möglichst genaue Erkenntnis der Zusammensetzung eines Gesteins, wie sie die Kombination all dieser Methoden in den meisten Fällen zu erreichen gestattet, eines der Ziele der Petrographie ist, dafs aber damit keineswegs das Endziel petrographischer Untersuchung erreicht wird, welche nicht nur den augenblicklichen Bestand, sondern in noch höherem Mafse die Entstehung und die Veränderung der Gesteine klarzulegen bestrebt ist. Eine blofse Gesteinsbeschreibung, welche nicht die Möglichkeit giebt, auch die geologischen Verhältnisse deutlich zu übersehen, unter welchen sich das betreffende Gestein findet, ist eine ziemlich schablonenhafte und wenig fördernde Thätigkeit. Die petrographische Untersuchung erhält erst durch Vermittlung genauer geologischer Forschungen eine allgemein verwertbare Unterlage, und in diesem Umfang ist die Petrographie schliefslich eines der wichtigsten Kapitel der gesamten Geologie, welche, wie so zahlreiche Beispiele beweisen, ohne Zuhilfenahme der ersteren zu durchaus verkehrten Anschauungen kommt. Für den Zweck aber, welchen dieses Buch verfolgt, die Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien selbst zu ermöglichen, mufs von diesen weiteren Rücksichten abgesehen werden; hier ist die mineralische Definition der eigentliche Selbstzweck.

Allgemeiner Teil.

Die Herstellung des Beobachtungsmaterials.

Das wichtigste Beobachtungsmaterial für Gesteinsuntersuchungen stellen die Dünnschliffe dar, neben welchen krystallographische Studien an einzelnen besonders wohl ausgebildeten Gemengteilen oder die Erforschung der Bestandteile in Pulverform resp. in Spaltstücken in den Hintergrund treten.

Als Unterlage bei der Herstellung von Dünnschliffen verwendet man wenig convex abgedrehte Eisenplatten, auf welche man das Schleifmittel, Smirgel oder Carborundum, mit Wasser aufträgt. Man nimmt dann flache Scherben oder noch besser mit einer Schneidemaschine abgeschnittene Scheiben des zu untersuchenden Gesteins, welche man zunächst mit grobem Schleifmittel auf einer Seite völlig eben schleift. Dieses Abschleifen geht um sehr vieles rascher vor sich, wenn an Stelle feststehender Scheiben solche vorhanden sind, welche durch Fufs- oder Motorenbetrieb in rasche Rotation versetzt werden können und gegen die man dann die abzuschleifenden Proben einfach andrückt. In letzterem Fall sind besonders Bleischeiben empfehlenswert, in welche sich das grobe Schleifmittel eindrückt, während dieses von rotierenden Eisenscheiben rasch weggeschleudert wird. Hat man so mit dem gröbsten Korn die Fläche eben hergestellt, so wird dieselbe mit feinerem Korn vollends ausgeschliffen, und schliefslich mufs sie mit feinstem ausgeschlämmtem Smirgel, in welchem überhaupt kein Korn mehr wahrnehmbar ist, auf einer Glasscheibe fein geschliffen werden. Eine eigentliche Politur erhalten die Dünnschliffe nur ganz ausnahmsweise, so z. B. solche, die zum Arbeiten mit dem Wallerantschen Totalreflektometer (vgl. Anl. S. 30) bestimmt sind.

Wenn die eine Fläche so sorgfältig als möglich eben geschliffen ist, kittet man den Gesteinsscherben mit dieser Fläche auf einem Glasplättchen fest. Man verwendet dazu Kanadabalsam, welcher vorher, am besten auf dem Wasserbad, so weit eingedampft wurde, dafs er zwar hart, aber noch nicht spröde ist, verflüssigt denselben durch mäfsiges Erwärmen und drückt dann das gleichfalls erwärmte Schleifstück auf demselben fest, wobei man dasselbe etwas hin und her bewegt, um etwa vorhandene Luftblasen aus der Balsamschicht zu entfernen. Von der Rückseite überzeugt man sich davon, dafs keine Luftblasen mehr vorhanden sind, drückt dann noch kurze Zeit auf das Präparat und läfst vollständig erkalten. Dann wird dieselbe Prozedur des Schleifens an der andern Seite des Schleifsplitters ausgeführt, wobei natürlich darauf zu achten ist, dafs das Schleifmittel nicht Teile desselben losreifst. Mit besonderer Vorsicht und nur unter Zuhilfenahme sehr geringer Mengen des feinsten Smirgels mufs der letzte Feinschliff vollendet werden, wobei man von

Zeit zu Zeit unter dem Mikroskop prüft, ob der notwendige Grad der Dünne und der gleichmäfsigen Beschaffenheit des ganzen Schliffes erreicht ist. Ein tadelloser Dünnschliff soll ein planparalleles Plättchen von ca. 0,03—0,04 *mm* Dicke darstellen, dessen Fläche, wenn das verfügbare Material es gestattet stets einige Quadratcentimeter umfassen sollte.

Ist dann der Schliff vollendet, so löst man denselben nach einer sehr sorgfältigen Reinigung durch Erwärmen von seiner Unterlage und schiebt ihn auf einen Objektträger von Spiegelglas, auf welchem man vorher frischen Kanadabalsam in genügender Menge erwärmt hat, und überdeckt denselben, gleichfalls durch Vermittlung von Kanadabalsam, mit einem Deckglas, dessen Dicke etwa 0,12—0,15 *mm* beträgt, wobei man wieder auf die vollständige Entfernung von Luftblasen im Kanadabalsam zu achten hat, sowie darauf, dafs das dünne Gesteinsplättchen beim Übertragen und beim Aufdrücken des Deckglases nicht zerreifst. Die ganze Manipulation des Schleifens erfordert viel Vorsicht und Aufmerksamkeit und ist, zumal für den wenig Geübten, aufserordentlich zeitraubend. Dazu kommt, dafs man selbst bei Anwendung aller Vorsichtsmafsregeln kaum je hinreichend dünne Plättchen von genügender Gröfse herzustellen im stande ist, was nur bei ganz besonders grofser Übung gelingt, die aber der wissenschaftliche Forscher infolge des grofsen Zeitverlustes, der damit verbunden ist, kaum je erreichen wird. Die Herstellung von Dünnschliffen wird man daher nur in einzelnen Fällen selbst übernehmen, wo es sich um rasche Orientierung über die Zusammensetzung eines Gesteins handelt; in allen andern Fällen kann man die Arbeit in einem der Spezialgeschäfte für Dünnschliffe ausführen lassen, die, wie z. B. Voigt und Hochgesang in Göttingen, aus den härtesten wie aus den lockersten Gesteinen Dünnschliffe von gröfster Vollkommenheit zu äufserst billigen Preisen liefern. Es braucht daher hier auch auf die Methoden nicht weiter eingegangen zu werden, welche dazu dienen, wenig zusammenhaltende Gesteine für das Schleifen zu präparieren, da die Versuche, Präparate aus solchen selbst herzustellen, Zeit und Mühe in einem Mafse in Anspruch nehmen, das in gar keinem Verhältnis zu dem niedern Preise steht, welchen der Fabrikant für das Herstellen eines solchen Präparates verlangt.

Das Abschneiden von Plättchen von den Gesteinen zur Herstellung von Dünnschliffen überläfst man gewöhnlich gleichfalls dem betreffenden Geschäft; doch ist es zweckmäfsig, in einzelnen Fällen eine kleine Schneidemaschine mit Hand- oder Fufsbetrieb zur Verfügung zu haben, welche mittels einer mit Diamantstaub oder feinem Carborundumpulver besetzten, rasch rotierenden, runden Blechscheibe das Abschneiden gestattet.

Aufser den mikroskopischen Untersuchungen im Dünnschliff werden solche auch an nicht allzu feinem Gesteinspulver ausgeführt, eine Methode, welche namentlich von grofsem Vorteil ist, wenn es sich um die Erkennung gut spaltbarer Mineralien handelt, deren Spaltungsstücke charakteristische optische Reaktionen geben. Ferner bedient man sich derselben bei der Bestimmung von Sanden sowie von einzelnen Gesteinsbestandteilen, welche durch die später zu besprechenden chemischen oder mechanischen Methoden aus den Gesteinen isoliert wurden. Auch diese Pulver werden im allgemeinen in Kanadabalsam eingebettet und mit einem Deckglase bedeckt der Untersuchung zugänglich gemacht. Präparate, welche nur zur raschen Orientierung und nicht zur Aufbewahrung dienen sollen, kann man auch in eine andere Flüssigkeit (Wasser,

Glycerin, Cassiaöl, Anilin etc.) einbetten. Handelt es sich dabei um das Studium der inneren Beschaffenheit eines solchen Pulvers, so verwendet man eine Flüssigkeit, deren Lichtberechnung mit der des zu untersuchenden Minerals möglichst übereinstimmt. Soll dagegen die äufsere Form genauer definiert werden, so macht man die Untersuchungen an dem unbedeckten Material, oder man wählt eine Flüssigkeit, deren Lichtbrechung von derjenigen des Minerals ziemlich verschieden ist. Da bei der Herstellung solcher Präparate die einzelnen Gemengteile infolge ihrer krystallographischen Ausbildung, Spaltbarkeit etc. sehr häufig im ganzen Präparate parallel oder nahezu parallel liegen, so dafs sie also nur in einer Richtung der Untersuchung zugänglich sind, da ferner die Dicke derselben in weiten Grenzen schwanken kann, was bei einer optischen Untersuchung sehr störend ist, so fertigt man öfters auch aus Pulvern Dünnschliffe an. Man vermischt zu diesem Zwecke das betreffende Pulver z. B. mit einem dicken Brei von Zinkoxyd und Kalisilikatlösung, formt das Gemenge in dem kurzen Abschnitt einer Glasröhre und schleift den Kuchen nach dem Erhärten zu einem Dünnschliff.

Die Dünnschliffe dienen nicht nur zu mikroskopischen Untersuchungen, sondern häufig genug auch zur Ausführung von chemischen Versuchen. Zu diesem Zwecke wird man im allgemeinen, wenn der Dünnschliff schon gedeckt ist, einen Teil des Deckglases mit einem Schreibdiamanten durchschneiden und das abgeschnittene Stück unter leichter Erwärmung abheben. Die so freigelegte Partie des Schliffes mufs nun zunächst mit Benzol oder Alkohol auf das sorgfältigste von dem noch anhaftenden Kanadabalsam gereinigt werden, damit sie den chemischen Agentien völlig zugänglich ist. Zu andern Untersuchungen schneidet man mit dem Schreibdiamanten auch noch das Präparat durch und hebt den abgetrennten Teil des letzteren gleichfalls unter leichtem Erwärmen von dem Objektglas ab, um ihn in isoliertem Zustande, wiederum nach gründlicher Reinigung, in Säuren zu digerieren oder um Glühversuche etc. damit anzustellen. Schliefslich kann man auch aus einem solchen abgelösten Stückchen einzelne Mineraldurchschnitte isolieren, um diese mikrochemischer Untersuchung zu unterwerfen.

Für die mechanischen und chemischen Trennungsmethoden wird das Gestein zunächst in einem Mörser gröblich zerkleinert und dann möglichst eine gleichmäfsige Korngröfse herzustellten versucht, bei welcher die meisten Körner nur noch aus einem einzigen Mineral bestehen; durch einen Satz von Haarsieben isoliert man die in jedem Fall zweckmäfsigste Korngröfse, wobei man den feinsten Staub, der bei all diesen Manipulationen in gröfserer Menge sich bildet, nur dann berücksichtigt, wenn es sich um Bestimmung mikrolithischer Gesteinsgemengteile handelt.

Dafs das Beobachtungsmaterial, welches nach diesen verschiedenen Methoden hergerichtet wird, einen möglichst hohen Grad von Frische haben soll, dafs man also im allgemeinen dasselbe nicht der verwitterten Oberfläche oder sonstwie veränderten Gesteinspartien entnimmt, versteht sich von selbst. Ferner wird man stets in erster Linie das betreffende Material unter dem Mikroskop genau studieren, bevor man irgend welche weitere Untersuchungen oder Trennungsversuche an demselben ausführt.

Die Trennungsmethoden.

Die Methoden, welche zur Zerlegung eines Gesteins in seine Komponenten oder zur Isolierung eines einzelnen Gesteinsgemengteils angewandt werden, faſst man als Trennungsmethoden zusammen. Man verfolgt mit denselben verschiedene Ziele: in einzelnen Fällen handelt es sich darum, einen bestimmten Gesteinsbestandteil, dessen genaue Feststellung unter dem Mikroskop nicht möglich ist, aus dem Gestein zu isolieren, um denselben weiterer Untersuchung, speziell einer chemischen Analyse unterziehen zu können; in andern Fällen ist es von Interesse, die Mengenverhältnisse genau kennen zu lernen, in welchen die verschiedenen Bestandteile in einem Gestein vorhanden sind, oder endlich, man möchte die nur sporadisch in einem Gestein vorhandenen Mineralien konzentrieren, um einen besseren Überblick über dieselben zu gewinnen, da gerade diese in gar nicht seltenen Fällen für die genetischen Verhältnisse der Gesteine groſse Wichtigkeit besitzen.

Im allgemeinen führen die Trennungsmethoden in dem zuletzt genannten Fall am einfachsten zum Ziele, während die Isolierung für eine quantitative chemische Analyse häufig eine Kombination der verschiedensten Methoden erfordert, bis der nötige Grad der Reinheit erreicht ist, und endlich die Erforschung der Mengenverhältnisse der Mineralien überhaupt nur unter besonders günstigen Umständen möglich ist.

Wie schon oben bemerkt wurde, unterscheiden wir:

1. Chemische Trennungsmethoden.
2. Physikalische Trennungsmethoden.

1. Die chemischen Trennungsmethoden.

Die chemischen Trennungsmethoden sind meist ziemlich einfach, sie gründen sich auf die verschiedene Angreifbarkeit der Mineralien durch Reagentien, wobei jedoch gewöhnlich die Unterschiede in der Angreifbarkeit nicht so bedeutend sind, daſs es gelingt, einen Gesteinsbestandteil völlig zu zerstören, bevor andere eine beginnende Veränderung zeigen. Es erfordern die chemischen Trennungsmethoden daher meist ein sehr sorgfältiges Arbeiten und einen sichern Blick für die Erkennung des für den jeweils sich vollziehenden Prozeſs günstigsten Momentes, was nur durch längere Übung zu erreichen ist. Dazu kommt, daſs

bei Anwendung dieser Reaktionen stets ein Teil des Gesteinsbestandes einer weiteren eingehenden Untersuchung entzogen wird, und dafs sich im Verlauf solcher Trennungen in zahlreichen Fällen grofse Mengen von Nebenprodukten ausscheiden, welche erst wieder entfernt werden müssen. Im allgemeinen wird man daher nur unter besonders gearteten Umständen, wo die später zu besprechenden physikalischen Methoden nicht ausreichen, die chemischen Trennungsmethoden in Anwendung bringen.

Man benutzt bald Säuren bald Alkalien zu solchen Trennungen, arbeitet je nach den Verhältnissen bei gewöhnlicher oder bei erhöhter Temperatur, ja in einzelnen Fällen auch unter erhöhtem Druck oder mit Schmelzflüssen. Die wichtigsten Reagentien sind:

1. *Flufssäure.* Die Flufssäure greift im allgemeinen Quarz und kieselsäurereiche Silikate um vieles leichter an als kieselsäurearme. Von den wichtigeren gesteinsbildenden Mineralien werden von Flufssäure oder einem Gemenge von Flufssäure mit Salzsäure nicht angegriffen: Anatas, Andalusit, Disthen, Eisenglanz, Korund, Magneteisen, Perowskit, Rutil, Sillimanit, Spinell, Sprödglimmer, Staurolith, Topas, Turmalin, Zinnerz, Zirkon. Sehr schwer angreifbar sind: die Mineralien der Granatgruppe, der Glimmer-, Hornblende- und Pyroxengruppe, der Titanit etc., während andernteils leicht angegriffen werden: Leucit, die Feldspate (Plagioklas leichter als Orthoklas), die Mineralien der Sodalithgruppe, Gesteinsglas etc.

Um die völlig unlöslichen Gesteinsbestandteile zu isolieren, bedient man sich am zweckmäfsigsten eines Bleitopfes, auf dessen Boden Flufsspatpulver mit Schwefelsäure gegeben wird. In mehreren Etagen übereinander befinden sich in demselben flache Bleischalen, auf welchen das zu behandelnde Gesteinspulver, mit verdünnter Schwefelsäure oder Salzsäure befeuchtet, in dünnen Lagen aufbereitet wird. Ein gut passender Deckel schliefst das Ganze, und die Fugen werden noch mit Wachs oder sonstigem Kitt verstrichen. Man überläfst dann den Apparat sich selbst; die sich entwickelnde Flufssäure entfaltet ihre Thätigkeit, wobei sich aber gewöhnlich rasch eine Salzkruste auf dem Mineralgemenge bildet, die man von Zeit zu Zeit zerstören mufs. Die Reaktion verläuft in diesem Bleitopf meist ziemlich langsam, kann aber durch leichtes Anwärmen sehr beschleunigt werden. Andernteils hat man den Vorteil, gröfsere Mengen von

Material gleichzeitig in Arbeit nehmen zu können, was namentlich in Betracht kommt, wenn es sich um die Isolierung ganz untergeordneter Bestandteile handelt.

In andern Fällen behandelt man das Gesteinspulver mit wässeriger Flufssäure, wobei natürlich alle Vorsichtsmafsregeln zum Schutze vor den sich entwickelnden Dämpfen eingehalten werden müssen. Da die Einwirkung der Flufssäure häufig eine sehr bedeutende Temperaturerhöhung hervorbringt, ist es zweckmäfsig, die Platingefäfse, in welchen solche Trennungen vorgenommen werden, in kaltes Wasser oder eine Kältemischung zu stellen, bis die anfänglich stürmisch verlaufende Reaktion sich gemildert hat. Zuletzt wird man im allgemeinen den Prozefs durch Erwärmen auf dem Wasserbade zum Abschlufs bringen.

Bei der Behandlung mit Flufssäure scheidet sich Kieselsäure meist in gröfserer Menge ab, man mufs daher nach gründlichem Auswaschen den Rückstand mit einer Lauge behandeln, um dieselbe in Lösung zu bringen. Gewöhnlich tritt bei dieser weiteren Prozedur eine Fällung von Eisenhydroxyd etc. ein, welches dann wieder durch Salzsäure zu extrahieren ist. Bei dieser zweiten Behandlung bleibt dann abermals ein geringer Rest von amorpher Kieselsäure, die wieder in Lauge gelöst wird, und so fährt man fort, bis sich das Material bei mikroskopischer Betrachtung als hinreichend rein erweist.

2. *Kieselflufssäure.* Reine Kieselflufssäure für sich greift Quarz nicht an; sie wurde daher als Mittel für die quantitative Trennung des Quarzes aus den Gesteinen vorgeschlagen. Durch die infolge der Auflösung der übrigen Gemengteile eintretenden Nebenreaktionen wird indes auch meistens ein nicht zu geringer Teil des Quarzes gelöst.

3. *Salzsäure, Chlorsäure und organische Säuren.* In verdünntem Zustand wird Salzsäure zur Isolierung von Silikaten aus Karbonatgesteinen angewandt; wo aber die in einem körnigen Kalk eingewachsenen Silikate von Salzsäure leicht angegriffen werden (Forsterit, Gehlenit etc.), hat man die Verwendung kräftiger organischer Säuren wie Essigsäure, Zitronensäure etc. vorgeschlagen; doch ergeben diese im allgemeinen kein günstigeres Resultat, da sie Silikate gleichfalls sehr stark angreifen. Viel mehr ist in solchen Fällen die Verwendung einer wässerigen Lösung von Chlorsäure zu empfehlen, welche man sich am besten selbst darstellt, indem man unter Vermeidung

einer Erwärmung Baryumchloratlösung mit einem entsprechenden Quantum verdünnter Schwefelsäure mischt und nach dem Absetzen des Baryumsulfates die überstehende klare Flüssigkeit verwendet. Dieselbe greift Kalkspat ziemlich energisch an und ist auf die meisten Silikate ohne Wirkung. Die Chlorsäure ist des weiteren noch bei petrographischen Untersuchungen verwendbar wegen ihrer oxydierenden Eigenschaften, durch welche organische Substanz zerstört wird. Oder aber man verwendet reine Salzsäure in erwärmtem Zustand, wobei es durch geschickte Modifikation des Prozesses sehr häufig gelingt, den Kalkspat zu entfernen, bevor die Silikate irgend merklich angegriffen sind; auch so erhält man meist bessere Resultate als mit den organischen Säuren. In Salzsäure löslich sind: unter Entwicklung von Kohlensäure die Karbonate, unter Schwefelwasserstoffentwicklung und meist auch Abscheidung von Schwefel die Sulfide, unter Abscheidung pulveriger Kieselsäure der Leucit und, meist ziemlich schwer, die Skapolithe und basischen Plagioklase, unter Abscheidung gallertiger Kieselsäure die Mineralien der Sodalithgruppe, Nephelin, Melilith, Olivin, Wollastonit und die meisten Zeolithe; schwer löslich sind Serpentin und Chlorit. Ohne Ausscheidung lösen sich Apatit, Magneteisen (namentlich nach Zusatz von *KJ*), sowie feinst verteilter Eisenglanz.

Zur Trennung verschieden schwer löslicher Silikate untereinander verwendet man im allgemeinen konzentrierte Salzsäure; doch ist eine wirklich quantitative Trennung bei diesem Prozefs nur selten zu erreichen, da man meist ziemlich lange und bei erhöhter Temperatur digerieren mufs, bis einer der Bestandteile völlig zersetzt ist, und dann pflegen auch schon die andern stark verändert oder teilweise gelöst zu sein. Dies ist auch der Grund, weshalb man bei Gesteinsanalysen von der früheren Gepflogenheit, das Gestein in einen in Salzsäure löslichen und einen unlöslichen Teil zu zerlegen, so gut wie ganz abgekommen ist.

4. *Schwefelsäure.* Für sich wird Schwefelsäure nur selten angewandt. Durch Behandeln von Gesteinspulvern mit verdünnter Schwefelsäure im zugeschmolzenen Rohr bei 150° bis 200° soll eine ziemlich quantitative Isolierung des Quarzes zu erreichen sein, wenigstens von der Hauptmasse der Silikate, welche bei diesem Verfahren zerstört werden. In sonstigen Fällen ist die Verwendung derselben meist wenig empfehlenswert.

5. *Natronlauge.* Mit Natronlauge kann man Opal aus den Gesteinen herauslösen, was ziemlich rasch und schon bei gewöhnlicher Temperatur von statten geht. Digeriert man ein Gesteinspulver längere Zeit mit konzentrierter Natronlauge auf dem Wasserbad, so erleiden eine ganze Reihe von Silikaten weitgehende Veränderungen: so werden z. B. die Feldspate in leicht in Salzsäure lösliche Verbindungen umgewandelt, während wieder andere Mineralien, Pyroxen etc., nicht verändert werden.

Endlich sollen noch einige nur für ganz spezielle Zwecke in Betracht kommende Trennungsmethoden erwähnt werden. So bleiben nach dem Aufschliefsen eines Gesteins mit Kaliumnatriumkarbonat Spinelle, Korund etc. zurück. Durch oxydierendes Erhitzen kann man kohlige Substanz aus einem Gestein entfernen; in einer Lösung von Kupferchloridchlorammonium wird gediegenes Eisen aufgelöst, während man endlich durch Äther, Benzol etc. bituminöse Substanzen extrahieren kann.

2. Die physikalischen Trennungsmethoden.

Die physikalischen oder mechanischen Trennungsmethoden gehen von den Unterschieden der physikalischen Eigenschaften der Mineralien aus, von welchen diejenigen im spezifischen Gewichte weitaus die wichtigsten sind, so dafs die hierauf bezüglichen Methoden ausführlicher besprochen werden müssen. Viel geringer ist die Bedeutung derjenigen Methoden, welche in der Verschiedenheit der magnetischen und sonstiger Eigenschaften der Mineralien begründet sind.

Die in der Industrie in so weiter Ausdehnung angewandten Methoden, welche zur Sonderung nach dem spezifischen Gewicht führen, liefern meist nur bei sehr bedeutenden Unterschieden, wie sie vor allem bei Trennung der Erze in Betracht kommen, brauchbare Resultate. Für die Schlämmprozesse ist aufserdem das spezifische Gewicht nicht der einzige für die Trennung wichtige Faktor, vielmehr ist dabei die Gröfse und namentlich die Ausbildung der einzelnen Mineralpartikel von besonderer Bedeutung, indem einesteils feiner Staub länger suspendiert bleibt als gröberer Sand und andernteils dünne Blättchen sich viel langsamer zu Boden setzen als eigentliche Körner. Wenn man sich daher der Schlämmverfahren bei der Gesteinstrennung bedienen will, wird man dieselben nur da in Anspruch nehmen, wo es sich um die Isolierung besonders abweichend ausgebildeter Bestandteile, z. B. der Glimmer, handelt, oder aber bei besonders bedeutenden Unterschieden im spezifischen Gewicht. In weitaus den meisten Fällen wird man auch dann eine vollkommene Sonderung durch Schlämmung nicht erreichen.

Aufser den in der Bodenanalyse zur Verwendung kommenden Vorrichtungen, welche für Gesteinsuntersuchungen aber nur wenig brauchbar sind, ist ein Apparat in einzelnen Fällen zu Schlämmversuchen zu verwenden, welcher aus einer Reihe verschieden hoher, trichterförmiger Glasgefäfse besteht, die

oben und unten je in eine Glasröhre auslaufen. Man füllt das zu trennende Pulver in den kleinsten der Trichter und verbindet dessen unteres Ende mit der Wasserleitung; vom oberen Glasrohr dieses ersten Trichters führt eine Schlauchverbindung zum unteren des nächstgröfseren u. s. f.; das obere Glasrohr des gröfsten Trichters endlich mündet in den Abgufs. Nun läfst man einen langsamen Wasserstrom durch den Apparat gehen, welcher die leichteren resp. beweglicheren Bestandteile mit sich reifst, um sie in einem der höheren Trichter, in denen der Wirbel schwächer ist, wieder abzusetzen.

Etwas vollkommenere Resultate, zumal bei einiger Übung, liefern die Methoden der Sicherung, welche in der Edelsteinwäscherei vor allem in Gebrauch sind. Man bedient sich dabei entweder eines der flachen, schildförmigen Sicherträge, in welchen man das Gesteinspulver mit etwas Wasser aufbereitet. Man fafst den Trog dann mit einer Hand und erschüttert ihn durch elastische Schläge mit der andern, wodurch sich die einzelnen Mineralien in scharf abgegrenzten Zonen voneinander trennen. Oder man konstruiert sich einen kleinen Stofsherd, wie solche in der Erzaufbereitung so vielfach in Gebrauch sind, dessen Bewegung am einfachsten auf hydraulischem Wege hervorgebracht wird.

Fast allgemein bedient man sich bei der so häufig vorkommenden Isolierung von Gesteinsgemengteilen nach dem spezifischen Gewicht der sogen. schweren Flüssigkeiten, in welche man das zu trennende Pulver einträgt. Es sinken, nachdem man gut durchgeschüttelt hat, diejenigen Bestandteile unter, deren spezifisches Gewicht höher ist als dasjenige der Flüssigkeit, während die leichteren schwimmen.

Mischt man reine Pulver zweier verschiedener Mineralien durcheinander und benutzt eine Flüssigkeit, deren spezifisches Gewicht etwa dem Mittel der beiden Mineralien entspricht, so kann eine quantitative Trennung beider auch noch bei äufserst geringen Unterschieden des spezifischen Gewichtes, die nur einige Einheiten der zweiten Dezimale betragen können, leicht durchgeführt werden.

Weniger einfach ist das Verhältnis bei den Gesteinen; zunächst liegen in den zur Behandlung kommenden Gesteinspulvern nicht wie in dem gewählten Beispiel ausschliefslich Splitter vor, welche je nur aus einem einzigen Mineral bestehen, vielmehr werden im allgemeinen solche vorwiegen, bei welchen mehrere Mineralien in verschiedenem Mengenverhältnis miteinander verwachsen sind. Man kann daher im allgemeinen aus den Gesteinen mittels dieser Trennungsmethoden die einzelnen Mineralien nicht quantitativ voneinander trennen, vielmehr mufs die Trennung in einzelnen Etappen ausgeführt werden, um die Zwischenprodukte, welche aus solchen Verwachsungen bestehen, wiederum von dem

reinen Mineral zu isolieren. Ferner leidet unter diesem Übelstand auch die Empfindlichkeit der Methode, so dafs gröfsere Unterschiede im spezifischen Gewicht notwendig werden, um eine glatte Trennung zu ermöglichen. Am besten für all diese Trennungsmethoden sind Pulver, welche Siebe von 1 bis $^1/_2$ *mm* Maschenweite passiert haben. Wird das Korn um vieles feiner, so tritt die Trennung nur sehr langsam ein, bis endlich bei staubfeiner Verteilung dieselbe häufig gar nicht mehr erfolgt, da die feinen Teilchen in den meist ziemlich schwer beweglichen Flüssigkeiten suspendiert bleiben. In allen Fällen mufs also der feinste Staub von dem Gesteinspulver abgesiebt oder abgeschlämmt werden, bevor dasselbe mit einer schweren Flüssigkeit behandelt wird.

Die leichte Beweglichkeit der zur Verwendung kommenden Flüssigkeit spielt für die Schnelligkeit und Genauigkeit der Trennung eine grofse Rolle. Die schweren organischen Flüssigkeiten, welche vorgeschlagen worden sind, besitzen im allgemeinen eine hohe Beweglichkeit; die schweren Lösungen anorganischer Salze in Wasser sind dagegen zum grofsen Teil in konzentriertem Zustand wenig beweglich, zum Teil ganz zähflüssig, so dafs in ihnen das Untersinken resp. Aufsteigen kleiner Teilchen äufserst langsam von statten geht.

Die ersteren haben die Eigenschaft, ziemlich unangenehm zu riechen und leicht zu verdunsten, zeigen dagegen keine Einwirkung auf die zu untersuchenden Mineralien; die letzteren sind geruchlos, greifen aber gewisse Mineralien ziemlich stark an, wirken ätzend auf die Haut und sind zum grofsen Teil stark giftig.

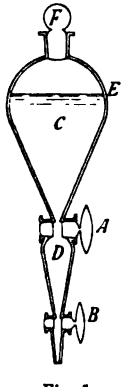


Fig. 1.
Scheidetrichter.

Die Trennung mittels schwerer Flüssigkeiten wird am besten in einem Scheidetrichter ausgeführt, der sehr verschieden beschaffen sein kann; eine einfache, aber sehr praktische Form besitzt der in Fig. 1 abgebildete Scheidetrichter, welcher so ziemlich in allen Fällen ausreicht, so dafs von der Beschreibung komplizierterer Apparate, welche zu diesem Zweck konstruiert worden sind, hier Umgang genommen werden kann. Man schliefst zunächst den Hahn *B* und füllt den Trichter bis *E* mit der Lösung, fügt nun das Pulver hinzu und schliefst den Hahn *A*. Darauf schüttelt man tüchtig durch, öffnet den Hahn *A*, worauf die schwereren Gemengteile sich in *D* sammeln.

oben und [illegible] bis die
Pulver i[illegible] gestellten
der Wa[illegible] Tabelle eine Zu-
Schlauch [illegible] Werte des
rohr d[illegible] Fällen.
einen [illegible] Mischungen.
resp. [illegible] be-
Tricht[illegible]

Metho[illegible] Flüssigkeiten
Gebr[illegible] zu können.
förmi[illegible] in der
aufb[illegible] aus der
elas[illegible] Gewicht am
sch[illegible] verdünnt.
ein[illegible] Folgende
Ge[illegible]
he[illegible]

d[illegible]

	Spez. Gew.
[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]

[illegible] werden ver-

[illegible] Salze.

[illegible] Reihe von
[illegible] ausgezeichnet:
[illegible] sind jedoch nur
[illegible] Eigenschaften für
[illegible] ferner
[illegible] sind.
[illegible] das Tetra-
[illegible] Zustand
[illegible] welche sich

in jedem Verhältnis mit Äther resp. Benzol verdünnen lassen. Da das Verdünnungsmittel sehr flüchtig ist, kann man dasselbe leicht wieder aus der Flüssigkeit entfernen und diese durch einfaches Verdunstenlassen wieder konzentrieren. Doch treten dabei stets ziemlich beträchtliche Verluste ein, da ein Teil der schweren Flüssigkeit mitverdunstet, so dafs das Arbeiten, namentlich mit dem teuren Methylenjodid (1 *gr* 10—12 Pfennig) ziemlich kostspielig ist.

Das *Tetrabromacetylen* ist eine nahezu farblose Flüssigkeit, welche man sich leicht jederzeit selbst darstellen kann, indem man reines Acetylen so lange in Brom einleitet, bis dieses lichtgelblich geworden ist. Dasselbe zersetzt sich nicht von selbst und wirkt nicht verändernd auf einzelne Gesteinsgemengteile ein, hat aber in konzentriertem Zustand ein spezifisches Gewicht von nur 3,0, so dafs seine Verwendbarkeit eine ziemlich beschränkte ist.

Das *Methylenjodid* unterscheidet sich von diesem durch sein bedeutend höheres spezifisches Gewicht, welches bei 16° 3,32 beträgt, also dasjenige eines grofsen Teils der gesteinsbildenden Mineralien übersteigt; da seine Dichte mit abnehmender Temperatur ziemlich rasch zunimmt, kann man es durch Abkühlen etwas schwerer machen. In der Nähe seines Gefrierpunktes, bei + 5°, hat es ein spezifisches Gewicht = 3,35. Ein grofser Nachteil des Methylenjodids besteht in seiner leichten Zersetzbarkeit, welche schon durch die Einwirkung des Lichtes eintritt. Es scheidet sich dabei Jod aus, das die Flüssigkeit bräunt. Man entfernt dasselbe, indem man das Methylenjodid nacheinander mit Kalilauge und Wasser behandelt und dann mit Chlorcalcium trocknet und filtriert, oder aber durch Gefrierenlassen bei ca. + 5°, wobei lichtgefärbte Krystalle sich bilden, von welchen man die dunkelbraune Flüssigkeit einfach abpreſst. Doch ist bei dem hohen Preis des Methylenjodids der zuletzt angeführte Reinigungsprozefs sehr kostspielig. Das Auswaschen der mit Methylenjodid behandelten Pulver geschieht am besten mittels Äther, doch mufs man stets sehr lange auswaschen, bevor jede Spur von Jod aus der Probe entfernt ist.

Durch Eintragen von Jod in Methylenjodid kann dessen spezifisches Gewicht bedeutend gesteigert werden; es behält dabei seine Beweglichkeit, wird aber undurchsichtig. Löst man statt des Jods Jodoform in demselben auf, so erhält man eine zwar sehr stark riechende, aber durchsichtige, gelbe Flüssigkeit bis zu

[illegible] Gewicht = 3,45, welche aber nur mit reinem [illegible] verdünnt werden kann. Schliefslich kann man noch [illegible] Lösung eintragen und erhält eine immer noch leicht [illegible] aber wiederum undurchsichtige Flüssigkeit von einer [illegible] bis zu 3,6.

Der hohe Brechungsexponent des Methylenjodids = 1,75 macht dasselbe auch für optische Bestimmungen sehr wertvoll, indem die Lichtbrechung durch Eintragen von Jodoform oder von Schwefel bis zu 1,78 gesteigert werden kann. Für Bestimmungen im Abbeschen Totalreflektometer allerdings kann es meist nicht verwendet werden, da es die dabei benutzten stark lichtbrechenden Gläser angreift.

b) Lösungen anorganischer Salze. Eine der ersten der zur Trennung gesteinsbildender Mineralien angewandten Flüssigkeiten war eine Lösung von saurem salpetersaurem Quecksilber in Wasser mit einem spezifischen Gewicht = 3,3—3,4, welche Graf Schaffgotsch 1862 vorschlug; sie wirkt infolge ihrer sauren Eigenschaften zersetzend auf zahlreiche Mineralien und ist daher nur in sehr beschränktem Mafse verwendbar. Beim Arbeiten mit den schweren Lösungen sind bei einiger Vorsicht die Verluste der meist ziemlich teuern Substanzen leicht auf ein Minimum zu beschränken; da ferner das Verdünnen und Auswaschen mit destilliertem Wasser geschieht, kommen auch hierdurch keine merkbaren Unkosten ins Spiel, so dafs unter allen Umständen das Arbeiten mit den schweren Lösungen weniger kostspielig ist als dasjenige mit den organischen Flüssigkeiten. Dagegen kommt die geringere Beweglichkeit der schweren Lösungen in konzentriertem Zustande in Betracht. Man verwendet heute hauptsächlich:

Die *Kaliumquecksilberjodid- (Thouletsche) Lösung.* Von den verschiedenen schweren Lösungen ist die Lösung von Kaliumquecksilberjodid $HgJ_2 \cdot 2\,KJ$ die bequemste, da man sie einesteils leicht selbst darstellen, andernteils beliebig verdünnen und konzentrieren kann. Zur Herstellung derselben löst man Jodkalium und rotes Quecksilberjodid im Verhältnis 4 : 5 in Wasser und dampft über metallischem Quecksilber auf dem Wasserbad (nicht auf offener Flamme!) so lange ab, bis ein Mineralsplitter vom spezifischen Gewicht = 3,1 auf der Lösung schwimmt. Beim Abkühlen scheiden sich einzelne nadelförmige Krystalle aus, und die klar durchsichtige, gelbe Lösung hat ein spezifisches Gewicht

von beinahe 3,2 (im Sommer nur ca. 3,17). Die vollkommen klare Flüssigkeit von gelber Farbe ist in konzentriertem Zustand nicht allzu leicht beweglich, läfst sich aber in jedem Mafse mit Wasser verdünnen und auf dem Wasserbad wieder konzentrieren. Ein geringer Überschufs von Jodkalium schadet dabei nicht, da sich derselbe beim Eindampfen als krystallinische Haut abscheidet, während bei einem Überschufs von Quecksilberjodid die Lösung sehr an Verwendbarkeit verliert.

Wenn man eine Lösung von bestimmtem spezifischem Gewichte durch Verdünnen herstellen will, so erreicht man dies nur sehr ungenau, wenn man der konzentrierten Lösung eine abgemessene Quantität Wasser zusetzt, da beim Verdünnen eine starke Kontraktion der Lösung eintritt. Man wird also stets das Gewicht der hergestellten Lösung entweder durch die Westphalsche Wage oder durch einen Indikator kontrollieren müssen und schliefslich die genaue Einstellung des spezifischen Gewichts nicht durch Wasserzusatz, sondern mittels weniger konzentrierter Lösung ausführen.

Nachteile der Thouletschen Lösung sind ihre Giftigkeit, ihre Eigenschaft, auf die Haut korrodierend zu wirken und Metalle stark anzugreifen, in welch letzterem Fall sich Quecksilber ausscheidet. Ferner läfst sie sich sehr schwer von den Mineralpulvern wieder entfernen, was sehr häufig erst durch mehrfach wiederholtes Auskochen mit Jodkaliumlösung und Wasser gelingt. Auf das hohe Lichtbrechungsvermögen wurde Anl. S. 29 hingewiesen.

Die Lösung von *Kadmiumborowolframiat (Kleinsche Lösung)* $9\,WO_3 \cdot B_2O_3 \cdot 2\,(CdOH) + 16\,aq.$ ist um sehr vieles schwieriger herzustellen, man wird sie daher nicht selbst anfertigen. Dampft man die verdünnte Lösung so lange auf dem Wasserbade ein, bis sich eine Krystallhaut auf derselben bildet, so erhält man beim Abkühlen eine klare, hellgelbe Flüssigkeit vom spezifischen Gewicht = 3,36, welche zwar auch nicht sehr beweglich ist, mit Wasser aber in jedem Verhältnis ohne Zersetzung sich mischen läfst und bei der Verdünnung rasch eine ziemliche Beweglichkeit erreicht. Die Lösung ist unschädlich, dagegen wird sie aufser durch Metalle auch durch Karbonate zersetzt, welche man daher stets vorher entfernen mufs. Die bei der Konzentrierung sich ausscheidenden Krystalle des Wolframiats reinigt man durch Abtropfen der Mutterlauge; sie schmelzen bei 75° zu einer Flüssig-

...en Gewicht = 3,6, welche aber so schwer ... sie zum Trennen feinerer Pulver nicht ver-...nn.

...ecksilberjodid- *(Rohrbachsche) Lösung* ist bei ... Gew. = 3,59 noch ziemlich beweglich. Die ... sich aber sehr leicht, so dafs schon ihre ... Teile BaJ_2 + 130 Teile HgJ_2) sehr vorsichtig ... mufs. Die konzentrierte Lösung läfst sich ... verdünnen, sondern nur durch langsamen Zusatz ... konzentrierten Lösung, am besten in der Weise, ... letztere über die erstere schichtet und die Lösungen ... läfst. Die Schwierigkeiten, welche die Lösung beim ... bietet, beschränken das Arbeiten mit derselben in ... Mafse.

Die Schmelzflüsse von anorganischen Salzen erfordern bei erhöhter Temperatur. Auf das geschmolzene Kadmium-...nitrat wurde schon oben hingewiesen; weitere Salze, welche zu ... vorgeschlagen wurden, sind die folgenden:

... (spez. Gew. = 5,0) und *Chlorzink* (spez. Gew. = 2,4) ... in geschmolzenem Zustand beliebig miteinander mischen; der ... liegt bei ca. 400°; man arbeitet mit denselben am besten in ...röhrchen auf dem Sandbad und trägt das zu trennende Pulver ... Portionen in die geschmolzene Masse ein. Doch ist der Schmelz- ... schwer beweglich und spratzt gerne, so dafs das Arbeiten nicht ... ist. Ist die Trennung beendet, so kühlt man ab und zer- ... den Kuchen in der Mitte; die Mineralpartikel reinigt man dann ... auskochen mittels Wasser, welchem etwas Salpetersäure zugesetzt ... — Das *Mercuronitrat* schmilzt leicht bei 70° zu einer sehr beweg- ... Flüssigkeit vom spez. Gew. = 4,3; man verflüssigt dasselbe daher auf ... leicht angeheizten Wasserbad. Die so erhaltene Schmelze kann man ... warmem Wasser in beliebigem Verhältnis verdünnen; doch hat das ...nitrat die sehr unangenehme Eigenschaft, in geschmolzenem Zustand ... rasch unter Ausscheidung schwerer schmelzbarer, basischer Salze zu zer- ..., so dafs im allgemeinen eine Erstarrung der Schmelze eintritt, bevor ... die Trennung vor sich gegangen ist. Die etwas mit Wasser verdünnte ... ist weniger leicht zersetzlich. — Am brauchbarsten sind Schmelzen ... *Silbernitrat*. Durch Erhitzen auf 200° bis 250° erhält man eine recht ...flüssige Schmelze vom spez. Gew. = 4,1, die durch Zusatz von Kali- ...peter beliebig verdünnt, und in welcher die Trennung recht vollkommen ...geführt werden kann; doch macht die hohe Temperatur, bei welcher man ...beiten mufs, auch die Verwendung dieser Schmelze ziemlich unangenehm. — Das *Thalliumsilbernitrat* stellt man dar, indem man äquivalente Mengen ... Thallium und Silber in Salpetersäure löst. Das Doppelsalz bildet schon ... 75° eine wie Wasser bewegliche Flüssigkeit vom spez. Gew. = 5,0. Die ... läfst sich in beliebigem Verhältnis mit Wasser verdünnen und durch

Abdampfen auf dem Wasserbad wieder konzentrieren. Bei Trennungen mit dieser Schmelze mufs indes sehr vorsichtig gearbeitet werden, da sowohl durch Abdampfen von Wasser als auch beim Abkühlen das spezifische Gewicht fortwährend zunimmt. Man führt die Trennung auf dem Wasserbad möglichst rasch bei konstanter Temperatur aus und verfestigt die Schmelze durch einen über das Trennungsgefäfs geleiteten Strom von kaltem Wasser.

Bei allen Trennungen mittels schwerer Flüssigkeiten erzielt man um so vollkommenere Resultate, je gleichmäfsiger die Dimensionen der einzelnen Körnchen in verschiedenen Richtungen sind; sie versagen dagegen meist vollkommen, wenn es sich z. B. um sehr dünnschuppige Mineralien wie Glimmer etc. handelt; von diesen wird man einen Teil bei jeder abgetrennten Partie vorfinden. Man entfernt dieselben entweder, indem man das Gesteinspulver über ein geneigtes, etwas rauhes Papier gleiten läfst, wobei die Glimmerplättchen an dem Papier haften bleiben, oder noch besser, indem man einen ziemlich grofsen Trichter inwendig anhaucht und das Pulver an den beschlagenen Wänden desselben abrutschen läfst. Die Glimmerplättchen bleiben dabei haften und werden durch einfaches Aufstofsen des umgekehrten Trichters abgelöst. Doch mufs die Manipulation stets mehrfach wiederholt werden.

Die Methoden der magnetischen Separation liefern in zahlreichen Fällen gleichfalls sehr gute Resultate, und zwar verwendet man bald *einfache Magnete* bald Elektromagnete zu diesem Zweck. Erstere dienen vor allem zum Ausziehen der Stahlsplitter, welche beim Zerkleinern des Gesteins in das Pulver gekommen sind, da diese die Thouletsche Lösung etc. zersetzen; aufser dem Eisen selbst wird wohl nur Magneteisen und Magnetkies von dem einfachen Magneten angezogen. Am besten breitet man das gut getrocknete Pulver auf einem Papier aus, welches in einem auf vier Füfsen stehenden Rahmen aufgespannt ist; man setzt dann einen gut magnetisierten Stahlkamm unterhalb des Papiers an und zieht mittels desselben die magnetischen Teile nach dem Rand.

Viel ausgedehnter ist die Verwendbarkeit des *Elektromagneten,* welchen man am besten in Form eines Hufeisens ausführt, an dessen Pole rechtwinklige, vollkommen weiche Eisenstücke angeschraubt sind, deren Enden durch Drehung einander genähert und voneinander entfernt werden können; dadurch wird die Stärke des Elektromagneten regulierbar. Es werden die meisten eisenhaltigen Mineralien von diesem angezogen, während die eisenfreien, vor allem Quarz, Feldspat etc., wenn dieselben keine magnetischen Einschlüsse enthalten, zurückbleiben. Der Grad der Anziehbarkeit ist aber dabei durchaus nicht äquivalent mit dem Eisengehalt. Die magnetische Anziehbarkeit der Mineralien ist zwar in systematischer Weise noch nicht genügend festgestellt; eine kurze Zusammen-

stellung einiger wichtigerer Mineralien, geordnet nach abnehmendem Magnetismus, findet sich auf der im Umschlag beigefügten Tabelle.

Durch oxydierendes Glühen resp. Schmelzen wird die Anziehbarkeit einer Reihe von Mineralien sehr bedeutend erhöht, während andere dadurch wenig beeinflufst werden; so wird durch Glühen die Hornblende kräftiger magnetisch, während der Pyroxen diese Eigenschaft kaum ändert.

Liegen sehr feine Pulver vor, so führt die Behandlung mit dem Magneten in trockenem Zustand nur zu sehr unvollkommener Trennung; man suspendiert dann das Pulver in Wasser oder Alkohol, welche man in lebhafter Bewegung erhält und in die man einen Stabmagneten eintaucht, oder noch besser, man läfst das gleichmäfsig mit Wasser aufgerührte Pulver in langsamem Strome über die Pole des Elektromagneten herabfliefsen.

Auch die verschiedene Schmelzbarkeit wurde in einzelnen Fällen zur Trennung von Mineralien vorgeschlagen, doch führt die Methode nur bei sehr bedeutenden Unterschieden in der Schmelzbarkeit und sehr gleichmäfsiger Korngröfse zum Ziele. Man breitet das Pulver auf einem Platinblech aus, glüht vor dem Gebläse, bis das leichter schmelzbare festgebacken ist, und schüttelt dann das schwerer schmelzbare einfach ab.

Endlich giebt es Fälle, in welchen man einzelne Gesteinsbestandteile mit der Hand aussondern mufs. Man bedient sich dabei im allgemeinen nicht sehr starker Vergröfserungen, da einesteils die kurze Brennweite der stärkeren Objektive stark hindernd empfunden wird, andernteils die Unsicherheit der Hand sich bedeutend fühlbar macht. Das Zweckmäfsigste ist, solche Trennungen mittels eines Lupenstativs auszuführen, auf welchem ein Glasstreifen verschoben werden kann (Fig. 2), dessen Breite dem Durchmesser des Gesichtsfeldes der Lupe entspricht; auf diesem breitet man, am besten mittels der in der Figur angebrachten Streuvorrichtung, das Pulver gleichmäfsig aus und beobachtet durch die Lupe. Mit Hilfe einer feinen Pinzette oder eines zugespitzten und etwas befeuchteten dünnen Stäbchens von weichem Holz hebt man dann die einzelnen Körnchen heraus. Oder aber man bereitet das Pulver, um die Körner besser durchsichtig erscheinen zu lassen, auf dem Glasstreifen mit einer Flüssigkeit auf und benutzt zum Abheben der Körner eine zugespitzte Glasröhre, die mit einer Saugpumpe in Verbindung steht, durch welche die Körner in eine vorgelegte Glasflasche gesaugt werden. Bei einiger Übung kann man mittels dieser Vorrichtung noch sehr winzige Gesteinselemente aussondern, und da man aufserdem mittels des unter dem Tische angebrachten Glasplattensatzes und des auf der Lupe aufgesetzten Nicol die Beobachtungen in polarisiertem Lichte ausführen kann, ist dieser von W. und H. Seibert in Wetzlar ausgeführte Apparat vielfach verwertbar.

Fig. 2. Lupenstativ von W. und H. Seibert.

Die Untersuchungsmethoden.

Von allen Untersuchungsmethoden, welche in der Petrographie in Anwendung kommen, sind weitaus die wichtigsten und die am häufigsten angewandten die Methoden der Untersuchung im Polarisationsmikroskop. Neben diesen kommen vor allem die qualitative und die quantitative chemische Analyse in Betracht, mit deren Hilfe allein eine vollkommene Sicherstellung der Resultate möglich ist, welche die optische Untersuchung der Dünnschliffe liefert. Daneben benutzt man die Bestimmung des spezifischen Gewichtes und anderer physikalischer Eigenschaften, um das Gesamtbild eines Minerals zu vervollständigen.

Die Untersuchungsmethoden gliedern sich somit ebenso wie die Trennungsmethoden in chemische und physikalische; die hier beabsichtigte Darstellung umfafst von beiden aber nur einzelne untergeordnete Abschnitte, da die allgemeinen chemischen Methoden weit über den Rahmen des Buches hinausgreifen, während in Beziehung auf die optischen Methoden auf die „Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops“ verwiesen werden mufs.

Im chemischen Teil werden nur eine Reihe von allgemeinen Reaktionen kurz angeführt, welche geeignet sind, entweder die einzelnen Bestandteile eines Minerals auf möglichst einfachem Wege und namentlich auch bei sehr geringen Mengen von Material rasch zu erkennen, oder aber solche, welche charakteristische Spezialreaktionen für bestimmte Mineralien darstellen. Der physikalische Teil umfafst die dorthin gehörigen Methoden unter Ausschlufs der optischen Untersuchung.

1. Die chemischen Untersuchungsmethoden.

a) Allgemeine Reaktionen.

Unter den allgemeinen Reaktionen auf einzelne Elemente wären hier in erster Linie die Methoden der Mikrochemie zu erwähnen, wenn nicht eine Reihe von Mifsständen der allgemeinen Anwendbarkeit derselben gegenüberstehen würde. So einfach und leicht in manchen, vielleicht in zahlreichen Fällen man durch dieselben zu guten Resultaten gelangt, so kompliziert sind die Versuche in ebenso zahlreichen andern, und schliefslich ist nicht

selten die Erreichung eines unzweifelhaften Schlufsresultats nicht von einer an sich grofsen Übung in mikrochemischen Arbeiten allein, sondern von zahlreichen Zufälligkeiten abhängig, deren Wirksamkeit in jedem einzelnen Fall nicht genügend festgestellt werden kann. Von den zahlreichen mikrochemischen Methoden werden daher hier nur die verhältnismäfsig einfachen angeführt, die zu gut definierbaren Resultaten führen.

Die Reaktionen mit *Kieselflufssäure*, an deren Stelle bei der Untersuchung von Silikaten die Flufssäure tritt, werden wegen der grofsen Krystallisationsfähigkeit der allerdings sehr leicht löslichen Kieselfluoride als besonders wichtig für petrographische Untersuchungen in den Vordergrund gestellt. Dieselben dürften indes kaum die Bedeutung besitzen, welche ihnen im allgemeinen zugeschrieben wird, da neben den wohlcharakterisierten Salzen der einzelnen Basen häufig genug Doppelsalze sich ausscheiden, deren Zusammensetzung und Bildungsbedingungen noch sehr wenig studiert sind. Zumal für die Untersuchung thonerde- und alkalienhaltiger Mineralien, wie der Feldspate, scheinen sie wenig gute Resultate zu geben, da sich dabei fast stets in wechselnden Mengen ein rhomboëdrisch krystallisierendes, offenbar alkalihaltiges Doppelsalz ausscheidet, dessen Zusammensetzung nicht bekannt ist. Zum Zweck dieser Untersuchungen überzieht man ein Objektglas unter leichtem Erwärmen mit einer gleichmäfsigen Schicht von blasenfreiem, nicht vollständig erhärtetem Kanadabalsam, oder man gebraucht Celloïdinplättchen, die aber für eingehende optische Untersuchungen wegen der stets vorhandenen Doppelbrechung nicht verwendet werden können. Man giebt einen Tropfen reinster Kieselflufssäure zu einem kleinen Mineralsplitter (bei Silikaten genügt reinste Flufssäure) und läfst die Lösung am besten in einem geschlossenen Kasten von trockenem Holz vollständig verdunsten, wobei sich die Krystalle erst gegen das Ende des Prozesses bilden. Vor der mikroskopischen Untersuchung überzeugt man sich aufs genaueste, ob jede Spur von Säure verflüchtigt ist, da man sonst die Objektive einer grofsen Gefahr aussetzt. Die Kieselfluoride von Natron, Kali und Kalk sind schwächer, die der Magnesia und der mit dieser isomorphen Salze stärker lichtbrechend als Kanadabalsam.

Fig. 3. Kieselfluornatrium.

Kieselfluornatrium: hexagonal, schwach doppelbrechend, negativ, meist in gedrungenen Prismen und Zwillingen, wie Fig. 3, oder in langnadeligen, auch pyramidalen, seltener tafeligen Krystallen. — Kieselfluorkalium: reguläre Würfel und Oktaëder, meist ziemlich grofs. — Kieselfluorlithium: wenig charakteristische, scheinbar hexagonale, in der That monokline Nadeln. — Kieselfluormagnesium, -eisen, -mangan, -nickel, -kobalt: rhomboëdrisch, farblos bis

[illegible]

[illegible]

[illegible]

Zu andern mikrochemischen Untersuchungen werden die Mineralien mit Schwefelsäure und Salzsäure zersetzt oder in einer Platinöse mit Natriumkaliumkarbonat, eventuell unter Beigabe von etwas Salpeter oder mit saurem schwefelsaurem Kali, manchmal auch unter Zusatz von Fluorkalium oder Flußspat, aufgeschlossen und die so erhaltenen Salze weiter untersucht. In zahlreichen Fällen geben aber die Flammen- resp. Lötrohrreaktionen ein viel deutlichere Resultate als die mikrochemischen, so daß man diese nur mit Auswahl verwendet. Die wichtigsten Reaktionen, welche für rasche und zuverlässige Orientierung in Frage kommen, sind die folgenden:

Natrium. Die gelbe Färbung der Natriumflamme kann zum Nachweis des Elementes dienen; da sie aber schon durch die geringsten Spuren natronhaltiger Verunreinigungen hervorgebracht wird, führt man der Sicherheit halber die Probe besser mikrochemisch aus. Man bringt zu der zu untersuchenden Lösung einen Tropfen einer essigsauren Lösung von (NH) natriumfreiem) Uranylacetat. Es entstehen scharf ausgebildete gelbe Tetraeder

von Natriumuranylacetat, dessen Lichtbrechung schwächer ist als diejenige des Kanadabalsams. Ist gleichzeitig Magnesium oder eines der ihm analogen Elemente in der Lösung vorhanden, so bildet sich ein aufserdem noch dieses enthaltendes Tripelacetat, welches leicht in ziemlich grofsen rhomboëdrischen Krystallen von sehr lichtgelber Farbe, schwacher Lichtbrechung und sehr kräftiger, negativer Doppelbrechung erhalten wird; es bildet meist dem regulären Ikositetraëder ähnliche Kombinationen. Man kann auch bei Gegenwart von sehr wenig Natron etwas Magnesia zusetzen, wenn diese nicht an sich schon zugegen ist, und erhält dadurch eine äufserst empfindliche Reaktion, da das Tripelacetat nur 1,5 % Natrium enthält.

Kalium. Die violette Flammenfärbung, welche Kalium giebt, wird bei gleichzeitigem Vorhandensein von Natrium durch dieses verdeckt; durch blaues Kobaltglas kann man die Kaliumfärbung wieder erkennen. Zahlreiche Kalisilikate geben für sich die charakteristische Färbung nicht, sie werden dann mit alkalifreiem Gips oder mit Gips und Flufsspat vermischt erhitzt. Am besten fällt man es als Kaliumplatinchlorid, welches bei geringen Mengen von Kalium erst nach einiger Zeit, rascher beim Zusatz von einem Tropfen reinen Alkohols auskrystallisiert. Es bildet scharfe, gelbe Oktaëder und Kombinationen derselben mit dem Hexaëder, welche sehr starke Lichtbrechung besitzen.

Lithium. Die karminrote Flammenfärbung des Lithiums wird von Natrium verdeckt; doch soll man sehr geringe Mengen des ersteren neben vorherrschenden des letzteren noch nachweisen können, wenn man das gepulverte Mineral leicht an den Platindraht anschmilzt, die Probe mit Talg tränkt und in der gewöhnlichen Kerzenflamme verbrennt. Sonst weist man es mikrochemisch als Karbonat nach. Dieses krystallisiert nach Zusatz von wenig Kaliumkarbonat beim Verdunsten in dünnen, ziemlich kräftig doppelbrechenden Nadeln mit gerader Auslöschung und negativem Charakter der Hauptzone, welche sich fast stets zu garbenförmigen oder federbuschähnlichen Gebilden vereinigen und durch schwächere Lichtbrechung gegenüber von Kanadabalsam ausgezeichnet sind.

Calcium. Die gelbrote Flammenfärbung der Kalksalze ist nicht charakteristisch genug. Man führt daher den Nachweis mikrochemisch, am besten durch Zusatz von sehr verdünnter Schwefelsäure zu der Lösung. Der beim Verdunsten krystallisierende Gips bildet dünne Nadeln, welche sich namentlich in saurer Lösung zu seeigelähnlichen Aggregaten vereinigen. In weniger saurer Lösung zeigen die Nadeln eine schiefe Endfläche unter $65^1/_2{}^0$ (Fig. 6) oder es entstehen die charakteristischen Schwalben-

Fig. 6. Gips.

schwanzzwillinge mit einem einspringenden Winkel von 130°. Die optischen Eigenschaften siehe bei der Beschreibung des Minerals. Oxalsaurer Kalk bildet sehr kleine, schwer zu entziffernde Krystalle.

Strontium und *Baryum*. Auch die purpurrote Flammenfärbung des Strontiums und die gelbgrüne des Baryums sind ohne Zuhilfenahme eines Spektroskops meistens sehr wenig prägnant. Charakteristische Krystallisationen erhält man, wenn man zu der möglichst neutralen Lösung etwa oxalsaures Kali hinzufügt. Läfst man die Lösung auf dem Objektglas, zugedeckt, um ein Verdunsten zu verhindern, einige Zeit stehen, so krystallisiert das Baryumoxalat in palmwedelähnlichen Krystallskeletten und monoklinen Nadeln mit schiefer Endfläche (115°), einer Auslöschungsschiefe $c : \mathfrak{b} = 24°$. Die Lichtbrechung in der am schwächsten brechenden Richtung übertrifft diejenige des Kanadabalsams nur wenig, die Doppelbrechung ist sehr energisch. Das Strontiumoxalat zeigt meist zwei verschiedene Krystallisationen, von welchen vierstrahlige Sterne besonders charakteristisch sind. Dieselben wirken, wenn sie horizontal liegen, nicht auf das parallele polarisierte Licht und geben im konvergenten polarisierten Licht ein ganz verwaschenes Kreuz mit positivem Charakter der Doppelbrechung. Besonders bezeichnend ist, dafs sie, in flüssigen Kanadabalsam eingebettet, wegen völliger Übereinstimmung der Lichtbrechung verschwinden und auch im polarisierten Licht dann nicht mehr gefunden werden können. Die andern Krystalle sind kleine Rechtecke, welche an den Ecken ausgezerrt sind, mit kräftiger Doppelbrechung und etwas stärkerer Lichtbrechung. Aus heifsen Lösungen fällt das Baryumsalz in langgestreckten sechsseitigen Tafeln, welche sich als Durchkreuzungszwillinge von zwei oder mehr ziemlich schwach doppelbrechenden, vielleicht triklinen Individuen zu erkennen geben, die Durchschnitten durch Desminkrystalle gleichen. Strontiumsalze geben unter diesen Verhältnissen lanzettförmige Stäbchen mit positiver Hauptzone, gerader Auslöschung und mittlerer Doppelbrechung, die schwächer lichtbrechend sind als Kanadabalsam. Sie bilden sternförmige Zwillinge unter ca. 90° und geben im konvergenten Licht kein Achsenbild.

Beryllium. Eine brauchbare Methode, um Beryllium auch in kleinen Mengen sicher nachzuweisen, ist nicht bekannt.

Magnesium. Der Nachweis von Magnesium wird mikrochemisch geführt, nachdem man durch einen kleinen Überschufs von Ammoniak Eisen- resp. Mangansalze abgeschieden hat. Hierauf setzt man Ammoniumphosphat zu und läfst verdunsten. Während dessen konzentriert sich der Gehalt an Ammoniak,

und die rhombisch-hemimorphen Krystalle des Magnesiumammoniumphosphats (Fig. 7) krystallisieren sehr viel vollkommener, als wenn man sie durch Überschufs von Ammoniak ausfällt. Sie sind ziemlich schwach doppelbrechend und schwächer lichtbrechend als Kanadabalsam. Die trapezförmigen Krystalle zeigen den etwas schiefen Austritt der positiven Bisektrix eines sehr kleinen Achsenwinkels, die Achsenebene übereinstimmend mit den parallelen Kanten.

Fig. 7. Magnesiumammoniumphosphat.

Eisen. Viel sicherer als jeder mikrochemische Nachweis ist die Bildung von Berlinerblau nach Zusatz von Ferrocyankali zu der oxydierten Lösung des Eisensalzes; selbst bei äufserst geringem Eisengehalt tritt noch eine deutlich erkennbare Grünfärbung der Lösung ein. Handelt es sich um die allergeringsten Spuren von Eisen, so lassen sich diese durch die rötliche Färbung nach dem Zusatz von Rhodankalium noch deutlich machen.

Nickel und *Kobalt.* Als Bestandteile gesteinsbildender Mineralien sind beide Elemente selten. Man weist geringe Mengen von Nickel nach, indem man Schwefelammonium zu der ammoniakalischen Lösung fügt. Bei Gegenwart von Spuren von Nickel wird die Flüssigkeit deutlich braun. Noch geringere Spuren werden durch die rosenrote bis braune Färbung deutlich, welche nach dem Zusatz von sulfokohlensaurem Natrium zu einer Nickellösung entsteht. (Das sulfokohlensaure Natrium stellt man sich durch Schütteln einer Schwefelnatriumlösung mit Schwefelkohlenstoff her.) Doch mufs man zuvor das Kobalt als Kaliumkobaltnitrit entfernen, da dasselbe eine schwarze Färbung hervorruft. Kobalt bestimmt man am einfachsten mittels der blauen Phosphorsalzperle, oder man setzt zu der verdünnten ammoniakalischen Lösung salpetrigsaures Kali, durch welches nach reichlichem Zusatz von Essigsäure kleine Würfel von tiefgelbem Kaliumkobaltnitrit gefällt werden, welche im Mikroskop öfters ganz undurchsichtig erscheinen.

Mangan. Die geringsten Spuren von Mangan werden kenntlich, wenn man das zu untersuchende Mineral auf dem Platinblech mit Soda und etwas Salpeter aufschliefst. An Stelle der bei gröfserer Konzentration grünen Färbung der Schmelze erscheint bei sehr geringem Mangangehalt und Gegenwart von Kieselsäure eine himmelblaue, welche bei noch viel geringeren Spuren von Mangan deutlich zu beobachten ist.

Chrom. Man weist Chrom in der Phosphorsalzperle nach, welche in der Oxydationsflamme geschmolzen in der Hitze rot, kalt smaragdgrün ist. Oder man schmilzt das zu untersuchende Mineral mit Soda und Salpeter auf dem Platinblech auf und zieht mit heifsem Wasser aus. Ein Tropfen Silbernitrat zu der Lösung gebracht, färbt diese lebhaft rot; bei Spuren von Chrom fluoresziert die Lösung gelblich, wie dies für verdünnte Eosinlösungen charakteristisch ist.

Wolfram. Wolframhaltige Mineralien in der Platinöse mit P_2O_5 geschmolzen, geben noch in Spuren ein blaues Glas.

Cer, Lanthan, Didym, Yttrium, Erbium, Thorium etc. Für die sogen. seltenen Erden ist keine Reaktion bekannt, welche es gestattet, dieselben in den geringen Mengen, wie sie in den Gesteinen vorhanden sind, leicht und sicher nachzuweisen. Die überhaupt in Betracht kommenden mikrochemischen Methoden liefern zumeist recht unvollkommene Krystallisationen, die in ihren gegenseitigen Beziehungen noch recht wenig studiert sind. Die spektralanalytische Untersuchung scheint bisher die einzige Methode zu sein, welche Sicherheit in der Bestimmung der seltenen Erden einigermafsen gewährleistet. Auch auf diesem Wege ist rasch nur die Erkennung von Neodym und Praseodym mit Sicherheit möglich. Das zu beobachtende Mineralkorn wird zu diesem Zweck im Mikroskop bei nicht zu schwacher Vergröfserung scharf eingestellt, wobei es einen grofsen Teil des Gesichtsfeldes ausfüllen soll. Dann setzt man auf das Okular ein gutes Spektroskop auf und erblickt durch dieses bei Gegenwart von Neodym einen breiten Absorptionsstreifen im Gelb und einen etwas schmäleren im Grün; bei Vorhandensein von Praseodym tritt die stärkste Absorption zwischen Blau und Violett, eine etwas schwächere im Blau ein. Die Reaktion kommt unter den gesteinsbildenden Mineralien wohl nur zur Erkennung von Monazit in Betracht, der im allgemeinen beide Elemente zusammen enthält.

Aluminium. Der Nachweis des Aluminiums geschieht durch Glühen der Probe mit Kobaltsolution vor dem Lötrohr, wobei sich thonerdehaltige Mineralien blau färben; doch wird diese Färbung durch Eisenoxyd etc. leicht verdeckt. Mikrochemisch weist man es nach, indem man der Lösung ein wenig verdünnte Schwefelsäure und ein Körnchen Cäsiumchlorid zusetzt. Es entstehen scharf ausgebildete Krystalle von Cäsiumalaun, welche durch besonders hohe Lichtbrechung ausgezeichnet sind. Wo an ihrer Stelle Dendriten auftreten, kann durch Zusatz von Wasser bessere Krystallisation erzielt werden. Eisenoxydsalze geben dieselbe Reaktion, man unterscheidet beide durch die Behandlung mit Dämpfen von Schwefelammonium; doch wird die Reaktion bei gröfserer Menge von Eisen undeutlich. Man reduziert Eisen vorher mit schwefliger Säure.

Bor. Zum Nachweis der Borsäure in den Mineralien genügt im allgemeinen die grüne Flammenfärbung, welche man erhält, wenn man die Probe mit Flufsspat und Kaliumbisulfat gemischt in der Platinöse in die

Flamme bringt (Turnersche Probe). Zur mikrochemischen Bestimmung schliefst man das Mineral, wenn es in Flufssäure und Schwefelsäure zu schwer löslich ist (Turmalin), mit Karbonat auf und erwärmt die Schmelze mit konzentrierter Schwefelsäure und Flufssäure bis zum beginnenden Abrauchen in einem Platintiegel, an dessen Deckel ein Wassertropfen hängt. Dieser nimmt neben dem sich entwickelnden Fluorsilicium auch das Fluorbor auf. Man bringt denselben auf einen mit Kanadabalsam überzogenen Objektträger und setzt Chlorkaliumlösung zu. Beim Verdunsten scheiden sich Rhomben oder verlängert sechsseitige Täfelchen von Kaliumfluoborat aus, welche beim Umkrystallisieren aus heifsem Wasser zu Prismen mit Doma und Pyramide werden. Ihre Lichtbrechung ist etwas niedriger als diejenige des Kanadabalsams, ihre Doppelbrechung so schwach, dafs sie selbst in dickeren Krystallen erst mit der teinte sensible erkannt wird. Die Hauptzone ist negativ.

Kohlenstoff. Wo Kohlenstoff als solcher oder in irgend einer organischen Verbindung in einem Gestein vorhanden ist, führt man ihn durch Schmelzen der Probe mit antimonsaurem Kali in Kohlensäure über. Die letztere weist man nach durch das beim Zusatz von Säuren, zum Teil erst beim Erwärmen eintretende Aufbrausen. Wenn es sich um sehr geringe Mengen von Kohlensäure in einem Gestein handelt, breitet man das Pulver mit Wasser auf einem Objektglas aus und deckt mit einem Gläschen zu. Dann bringt man daneben in Berührung mit diesem etwas verdünnte Salzsäure und schiebt ein kleines Stückchen Filtrierpapier auf der andern Seite unter das Deckglas. Die Säure wird langsam unter das Gläschen gesaugt und man beobachtet im Mikroskop die Bildung kleiner Gasblasen in der Lösung.

Silicium. Die Bildung des sogen. Kieselskeletts in der Phosphorsalzperle ist namentlich bei geringen Mengen von Kieselsäure häufig nicht sicher genug zu konstatieren. Die beste Methode ist die mikrochemische, in derselben Ausführung, wie sie beim Bor beschrieben wurde, nur setzt man besser statt des Chlorkaliums ein Natronsalz zu. Oder man schliefst mit Soda auf und behandelt die Schmelze mit reiner Flufssäure. In beiden Fällen beobachtet man die Bildung der Krystalle von Kieselfluornatrium (Fig. 3, S. 22).

Titan. Mineralien, in welchen man Titan vermutet, schliefst man mit Kaliumbisulfat auf und versetzt die wässerige Lösung mit Wasserstoffsuperoxyd. Bei geringen Spuren von Titan färbt sich die Lösung gelb, bei gröfserem Gehalte gelbbraun.

Zirkonium. Schwierig ist der sichere Nachweis der meist nur in sehr geringen Mengen vorhandenen Zirkonerde. Man schliefst

am besten die Probe durch länger andauerndes Schmelzen mit etwa der doppelten Menge von Karbonat auf und löst die Schmelze in heifsem, angesäuertem Wasser. Die Zirkonerde findet sich in dem Rückstand auskrystallisiert in kleinen, sechsseitigen, dem Tridymit ähnlichen Kryställchen, deren Lichtbrechung niederer ist als diejenige des Kanadabalsams. Sie häufen sich gerne geldrollenähnlich zu Paketen zusammen. Oder man schliefst die Probe mit Kaliumbisulfat auf und fällt aus der Lösung die Zirkonerde mit Ammoniak, löst nach dem Abfiltrieren den Niederschlag in Salzsäure und setzt etwas Zinnfolie zu. War Zirkonoxyd vorhanden, so färbt diese Lösung Curcumapapier braun, während titanhaltige Lösungen dasselbe nach dem Reduzieren nicht mehr färben.

Zinn. Vermutet man Zinn in einem Mineral, so schmilzt man es mit Soda und Cyankali an einem Kohlenstäbchen. Man sieht dann das reduzierte Metallkorn mit der Lupe; wenn nicht, bringt man die Schmelze auf ein Platinblech und setzt verdünnte Salzsäure und ganz wenig Platinchlorid zu. Bei Gegenwart von Zinn entsteht eine intensiv rotbraune Färbung.

Vanadin. In ganz geringen Mengen ist öfters Vanadin in den Gesteinen vorhanden; man schmilzt mit Soda und Salpeter und giebt zu der angesäuerten Lösung etwas Wasserstoffsuperoxyd, so wird diese bei Gegenwart von Vanadin rot gefärbt. Sehr charakteristisch sind auch die mikroskopischen, wetzstein- oder beilähnlichen Krystalle von metavanadinsaurem Ammonium, welche man erhält, wenn man ein Körnchen Salmiak zu der Lösung der Schmelze giebt.

Niob und *Tantal.* Zum Nachweis von Niob- resp. Tantalsäure schmilzt man das Mineral mit ziemlich viel Ätzkali, löst in Wasser und setzt etwas Salzsäure zu, wodurch die beiden Säuren als weifser Niederschlag gefällt werden; nun wird verdünnte Schwefelsäure zu dem Niederschlag gegeben, zum Kochen erhitzt und ein Körnchen reines Zink hinzugefügt. Niobsäure färbt sich dabei stark smalteblau und behält die Farbe auch beim Verdünnen längere Zeit bei, Tantalsäure wird graublau und entfärbt sich rasch beim Verdünnen der Lösung.

Phosphor. Die meist nur in geringer Menge in Gesteinen vorhandene Phosphorsäure wird durch Glühen mit Magnesiumpulver in einer Glasröhre unter lebhafter Feuererscheinung reduziert. Wirft man die Probe in Wasser, so giebt sich der unangenehme Geruch nach Phosphorwasserstoff selbst bei geringen Spuren deutlich zu erkennen. Oder man behandelt mit Salpetersäure und versetzt die Lösung mit molybdänsaurem Ammoniak; nach längerer Zeit entsteht der schwefelgelbe Niederschlag von phosphormolybdänsaurem Ammoniak, der unter dem Mikroskop aus gelben, kleinen, meist gerundeten Dodeka-

ödern oder aus zierlichen Krystallskeletten besteht. Doch ist eine Verwechslung mit kieselmolybdänsaurem Ammoniak bei gleichzeitiger Gegenwart von löslichen Silikaten sehr gefährlich, und man thut gut, vor dem Zusatz von molybdänsaurem Ammoniak die Kieselsäure durch Abdampfen und Erhitzen auf dem Objektglas unlöslich zu machen und dann wieder mit Wasser aufzunehmen.

Schwefel. Schwefel in jeder Form weist man nach durch Schmelzen des gepulverten Minerals mit Soda auf Kohle. Die angefeuchtete Schmelze bringt auf blankem Silber einen braunen Fleck hervor (Heparprobe).

Chlor. Ein Gehalt an Chlor giebt sich zu erkennen, wenn man die Probe in einer mit Kupferoxyd gesättigten Phosphorsalzperle erhitzt, die Flamme wird dann deutlich blau. Oder man versetzt die Lösung mit Silbernitrat, setzt etwas Ammoniak hinzu und läfst sie im Dunkeln verdunsten. Die entstehenden farblosen Oktaëder von Chlorsilber haben eine sehr starke Lichtbrechung und werden im Licht trübe und violett.

Fluor. Zum Nachweis von Fluor schmilzt man die Probe mit Phosphorsalz in einem Glasröhrchen, welches in der Nähe der Schmelze geätzt wird. Oder man erhitzt mit konzentrierter Schwefelsäure in einem Platintiegel, an dessen Deckel ein Tropfen dialysierter Kieselsäure hängt. Diesen Tropfen bringt man auf ein mit Kanadabalsam überzogenes Objektglas und setzt ein Natronsalz zu; beim Verdunsten bilden sich die charakteristischen Krystalle des Kieselfluornatriums, wenn Fluor vorhanden war.

Schliefslich mufs noch der Nachweis von *Wasser* erwähnt werden; indes ist dabei zu betonen, dafs bei sehr vielen Mineralien ein sehr sorgfältiges und lange andauerndes Trocknen notwendig ist, ehe alles hygroskopische Wasser entfernt ist. Der beste Nachweis des Wassers wird in der Weise ausgeführt, dafs man ein ca. 10 cm langes, enges Glasröhrchen einseitig zu einer Kapillare auszieht und nun unter Erwärmen trockene Luft durchsaugt; dann schmilzt man die Kapillare zu, bringt das Pulver in die Röhre und schmilzt auch den andern Teil zu, wobei man achtet, dafs durch die Flammengase keine Feuchtigkeit in das Röhrchen kommt. Man kann nun leicht etwa vorhandenes Wasser durch Erhitzen des in dem weiteren Teil der Röhre enthaltenen Pulvers in die Kapillare treiben, in welche man eventuell noch einen trockenen Farbstoff eingelegt hat, der durch die sich niederschlagenden Bläschen gelöst wird und dieselben intensiv färbt.

b) Spezielle Reaktionen.

Die speziellen Reaktionen werden entweder an isolierten Körnern oder am Dünnschliff selbst vorgenommen. Zum Zweck der chemischen Untersuchung wird in letzterem Fall der Schliff unbedeckt gelassen oder das Deckglas unter leichtem Erwärmen wieder abgenommen und der Schliff selbst mit Benzol vollkommen vom Kanadabalsam gereinigt. Zu bestimmten Reaktionen (Glühversuchen etc.) mufs man den Schliff vom Objektglas ablösen, was gleichfalls unter leichtem Erwärmen geschieht; daraufhin digeriert man ihn einige Zeit mit Benzol. In den meisten Fällen wird man nicht den ganzen Schliff gleichzeitig der Einwirkung der chemischen Reagentien aussetzen, sondern nur eine bestimmte Partie, während der übrige Teil erhalten bleibt. Man schneidet dann mit einem Schreibdiamanten das Deckglas zwischen beiden Teilen durch; soll der Schliff abgelöst werden, so trennt man auch ihn in zwei Teile. In manchen Fällen entfernt man das Deckglas und bedeckt den Schliff mit flüssigem Kanadabalsam. Dann stellt man die zu isolierende Partie im Mikroskop ein und befestigt darauf ein durchbohrtes Deckglas in der Weise, dafs die Durchbohrung über die zu untersuchende Partie zu liegen kommt. Will man mit Flufssäure Reaktionen ausführen, so kann man in diesem Fall das Deckglas durch ein Platinblech ersetzen. Man mufs dann längere Zeit eintrocknen lassen und den Kanadabalsam aus der kleinen Öffnung sorgfältig herauswaschen, bevor man die Reaktion ausführt.

Einzelne chemische Versuche bezwecken, die Schliffe durchsichtiger zu machen, indem man aus denselben Substanzen herauslöst, welche sie trüben. Dies sind einesteils chloritische und andere fein verteilte, schuppige Zersetzungsprodukte oder Eisenoxyde als fein verteiltes Pigment, welche man durch längere Digestion des von dem Objektglas abgelösten Schliffs in warmer verdünnter Salzsäure entfernen kann. Ist andernteils Graphit oder kohlige Substanz als feine Imprägnation vorhanden, dann wird man den Schliff durch Ausglühen auf einem Platinblech zu reinigen versuchen.

Die Färbemethoden, welche in der organischen Mikroskopie eine so grofse Rolle spielen, kommen bei der Untersuchung der Dünnschliffe nur ausnahmsweise in Betracht, da nur wenige Mineralien im Naturzustand Farbstoffe imbibieren und auch für diese eine charakteristische Reaktion darin nicht gegeben ist. Gewöhnlich wird eine Färbung nur ausgeführt, nachdem man in dem vom Objektglas nicht losgelösten Schliff durch einen intensiven chemischen Eingriff ein bestimmtes Mineral oberflächlich zerstört und an seiner Stelle einen gallertigen Niederschlag hervorgebracht hat, der den Farbstoff gleichmäfsig annimmt und auch bei längerem Auswaschen festhält.

Da das Ätzen eines Minerals bei solchen Untersuchungen in den meisten Fällen mittels starker Säuren geschieht, so mufs man nach dem Ätzen und vor der Färbung stets gründlich auswaschen, da sonst die Säure den Farbstoff zerstört. Hierauf bringt man den Schliff in eine mit destilliertem Wasser gefüllte Schale, welchem wenige Tropfen einer Lösung von Kongorot oder Malachitgrün zugesetzt sind, die von den gallertigen Niederschlägen besonders gleichmäfsig aufgesogen werden, und läfst ihn darin einige Stunden anziehen; schliefslich wäscht man gut in fliefsendem Wasser aus, trocknet und deckt das Präparat wiederum mittels Kanadabalsams. Einzelne Silikate, welche in Salzsäure löslich sind, scheiden dabei die Kieselsäure in Form einer Gallerte ab, welche den betreffenden Durchschnitt überzieht. Man übergiefst den Schliff stets nur mit einer leichten Schicht verdünnter Salzsäure, damit die Ätzung nicht das ganze Mineral herauslöst, sondern nur die Oberfläche angreift. Vor allem wurde diese Reaktion als charakteristisch für Nephelin angegeben, der in der Grundmasse basaltischer Gesteine oft aufserordentlich schwer erkennbar ist. Da aber kalkreiche Plagioklase, kalkreiche Skapolithe, Sodalith, Melilith, Wollastonit, ferner Chlorit, Serpentin, eine Reihe verbreiteter Zeolithe und schliefslich gewisse Gesteinsgläser dieselbe Reaktion geben, ist der Schlufs auf das Vorhandensein von Nephelin nur dann gerechtfertigt, wenn die gefärbten Partien die charakteristische Form der Nephelindurchschnitte aufweisen.

Eine gleichfalls für solche Färbeversuche geeignete Gallerte bildet das Kieselfluoraluminium, das beim Ätzen thonerdehaltiger Silikate mit Flufssäure entsteht. Speziell zur Unterscheidung von Feldspat und Quarz in sehr feinkörnigen Aggregaten ist die Reaktion sehr empfehlenswert. Man läfst Flufssäure kurze Zeit auf den Schliff einwirken und entfernt dieselbe durch Erwärmen auf dem Wasserbad; hierauf wird die Färbung, wie oben angegeben, vorgenommen, welche diejenigen Teile ergreift, die der Feldspat einnahm, während der Quarz keine Färbung erkennen läfst. Zum Auswaschen verwendet man in diesem Fall besser verdünnten Alkohol. Auf demselben Wege lassen sich andere thonerdehaltige Silikate, welche von Flufssäure angegriffen werden, z. B. Cordiërit, leicht von Quarz resp. von thonerdefreien Silikaten unterscheiden. Durch vorsichtige Ausführung

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible] Chlorsilber, der, mit einem Entwickler [illegible] Gehalt an Chlor mehr oder minder [illegible] zentrierten salpetersauren Lösung von molybdänsaurem Ammoniak erhält man nach einiger Zeit einen [illegible] sierten gelben Überzug, der gerne einen Kranz um das Korn bildet; doch muſs man dabei jede Erwärmung vermeiden, bei welcher sich leicht das ähnliche kieselmolybdänsaure Salz bildet.

Häufig versucht man durch *Glühen* der Schliffe eine charakteristische Änderung einiger Mineralien hervorzubringen; so werden die Zeolithe, Brucit, Hydromagnesit und Cancrinit schon bei wenig starkem Erhitzen trübe und [illegible] auch sonst Änderungen ihrer optischen Eigenschaften. Behandelt man nach dem Glühen Brucit und Hydromagnesit mit Silbernitrat [illegible]

überziehen sie sich mit einer dunkelbraunen Schicht. Andere wasserhaltige Mineralien wie Chlorit, Serpentin etc. werden erst bei sehr energischem Glühen getrübt, verlieren aber ihre Durchsichtigkeit meist schon vorher durch Ausscheidung von Eisenoxyden.

Zahlreiche eisenhaltige Mineralien ändern bei mäfsigem, oxydierendem Erhitzen ihre Farbe: so der Olivin, welcher braunrot und deutlich pleochroïtisch wird; licht gefärbte Hornblende, welche Farbe und Absorption der basaltischen Hornblende annimmt; Chlorit, der sich letzterer ähnlich verhält. Dunkler werden schon durch nicht zu bedeutendes Erhitzen der Epidot und die rhombischen Pyroxene, die monoklinen, natronfreien Pyroxene dagegen erst bei sehr stark erhöhter Temperatur, während die an Natron und Eisen reichen leicht zu schwarzem Glase schmelzen. Manche Varietäten von farblosem Cordiërit kann man durch vorsichtiges, lange andauerndes Erwärmen blau und pleochroïtisch machen, bei stärkerem Erhitzen verliert sich die Farbe wieder. Auch bei zahlreichen Gliedern der Sodalithgruppe tritt beim Erhitzen an der Luft, manchmal auch erst im Schwefeldampf, eine intensive Blaufärbung ein. Endlich glüht man zur Kennzeichnung thonerdehaltiger Mineralien die Schliffe mit Kobaltsolution, wäscht dann mit verdünnter Säure und beobachtet die Blaufärbung am besten im reflektierten Licht (Unterscheidung von Talk und Sericit).

Auch die Beobachtung von Ätzfiguren wurde öfter zur Untersuchung von Dünnschliffen vorgeschlagen. Im allgemeinen dürfte kein besonderer Erfolg auf diesem Wege zu erzielen sein, am ehesten kann man einen solchen noch da erwarten, wo es sich um die Unterscheidung amorpher und regulärer Mineralien handelt, welch letztere regelmäfsig umgrenzte Ätzfiguren geben können.

2. Die physikalischen Untersuchungsmethoden.

Von den physikalischen Untersuchungen, welche man an einem Mineral anstellen kann, ist für seine Feststellung die wichtigste die Bestimmung des spezifischen Gewichtes. Die verschiedenen Methoden, welche der Physiker anwendet, um zu diesem Ziele zu gelangen, sind zumeist recht zeitraubend. Dabei steht die Genauigkeit der Messungen mit der hydrostatischen Wage oder dem Piknometer aufser allem Verhältnis zu dem geringen Mafs von Reinheit, welches die gesteinsbildenden Mineralien im allgemeinen aufweisen; dazu kommt, dafs für derartige

genaue Bestimmungen des spezifischen Gewichtes nicht allzu geringe Quantitäten reinen Materials zur Verfügung stehen müssen, eine Forderung, welcher in zahlreichen Fällen nicht genügt werden kann. So begnügt man sich hier mit weniger genauen Methoden, welche aber den Vorteil haben, dafs man schon mit einem winzigen Körnchen zum Ziele gelangt, wobei die Messungen immer noch einen für alle hier in Frage kommenden Beziehungen ausreichenden Grad von Genauigkeit besitzen.

Die in der Petrographie gewöhnlich in Anwendung gebrachte Methode der Bestimmung des spezifischen Gewichtes besteht darin, dafs man das zu untersuchende Mineral in kleinen Splittern in eine der S. 14—18 beschriebenen schweren Flüssigkeiten bringt und durch Verdünnen allmählich denjenigen Punkt zu erreichen sucht, an welchem das Mineral und die Flüssigkeit das gleiche spezifische Gewicht haben, d. h. wo die einzelnen Körnchen in jedem Teile der gut durchgerührten Flüssigkeit schweben bleiben und keinen Auftrieb oder Abtrieb mehr haben. Nimmt man einen beliebigen, scheinbar vollkommen homogenen Krystall und zerbricht denselben in kleine Stückchen, so wird man stets finden, dafs es unmöglich ist, diese Bruchstücke gleichzeitig zum Schweben zu bringen; wenn vielmehr ein mittleres Korn gerade schwebt, werden einige langsam sinken, andere dagegen nach aufwärts treiben. Die einzelnen Bruchstücke eines und desselben Krystalls erweisen sich also als verschieden schwer. Die Erscheinung beruht darauf, dafs stets winzige Einschlüsse, Spaltrisse etc. in den Mineralien vorhanden sind, welche in den Bruchstücken in verschiedenen Mengen auftreten und damit auch die Verschiedenheit im Gewicht hervorbringen. Spaltrisse, Gasblasen, Flüssigkeitseinschlüsse erniedrigen das spezifische Gewicht, Einschlüsse schwerer Mineralien erhöhen es, so dafs man im allgemeinen dem wahren Wert am nächsten kommt, wenn man diejenige Lösung als richtig annimmt, in welcher ein Teil der Körner abwärts, ein anderer aufwärts treibt. Dann bestimmt man das Gewicht der Lösung mittels einer Senkwage, am besten der Westphalschen Wage, welche Fig. 8 zeigt.

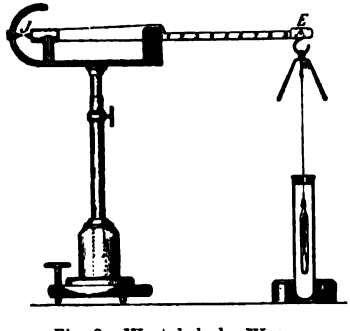


Fig. 8. Westphalsche Wage.

Die beiden Arme des Wagbalkens

sind im Gleichgewicht, die Spitze des Armes J spielt genau auf die gegenüberstehende Spitze ein, wenn bei E der gewöhnlich als Thermometer angefertigte Senkkörper an einem dünnen Platindraht aufgehängt ist. Taucht man nun diesen in Wasser von 4° C ein, so ist klar, dafs er einen Auftrieb erleidet, dafs also die Wage aus dem Gleichgewicht kommt, und zwar ist in diesem Fall der Auftrieb genau gleich dem Gewichte des Volumens Wasser von 4° C, welches der Senkkörper beim Eintauchen in dieses verdrängt. Hängt man also bei E zu dem Senkkörper ein Gewicht m, welches gleich dem Gewicht dieses Volumens Wasser ist, so wird die Wage wieder ins Gleichgewicht kommen.

Der Wage werden vier verschiedene als Reiter ausgeführte Gewichte beigegeben, welche auf das von dem Senkkörper verdrängte Volumen Wasser von 4° tariert sind, entsprechend dem $^1/_{100}$, $^1/_{10}$, 1- und 3maligen Gewichte desselben. Aufserdem ist der Wagbalken in zehn gleiche Teile geteilt, so dafs man das spezifische Gewicht der Flüssigkeit bis zur dritten Dezimale genau messen, in der vierten noch schätzen kann, also weit genauer bestimmen könnte, als die Unreinheit des Materials es zuläfst.

Die zur Verwendung gelangenden schweren Flüssigkeiten ändern mit wechselnder Temperatur verhältnismäfsig rasch ihr spezifisches Gewicht, man mufs also entweder die ganze Bestimmung bei möglichst konstanter Temperatur ausführen oder aber die Temperatur messen, bei welcher der Krystall zum Schweben gebracht wurde, und jene, bei welcher das spezifische Gewicht der Lösung bestimmt wurde, und den dadurch hervorgebrachten Fehler durch den bekannten Ausdehnungskoëffizienten der Flüssigkeit eliminieren. Dagegen ist die Angabe durchaus nutzlos, dafs das spezifische Gewicht eines Minerals bei einer bestimmten Temperatur gemessen wurde, weil die Unterschiede im spezifischen Gewicht der Mineralien selbst innerhalb der überhaupt in Betracht kommenden Temperaturschwankungen das Resultat absolut nicht beeinflussen. Die Ausdehnung resp. Zusammenziehung der schweren Flüssigkeiten kann man am besten demonstrieren, indem man z. B. im Winter in einem geheizten Zimmer einen Krystall zum Schweben bringt und darauf das Gefäfs in ein ungeheiztes Zimmer stellt, nach kurzer Zeit wird der Krystall wieder nach oben steigen und schwimmen; oder indem man das Gefäfs dem Ofen nähert, wobei rasch ein Untersinken zu beobachten ist. Bemerkt soll noch werden, dafs, wenn beim Verdünnen der Flüssigkeit nahezu Übereinstimmung im spezifischen Gewicht zwischen dieser und dem Krystall erreicht ist, sich letzterer auf seine hohe Kante stellt, ein Anzeichen, dafs die Verdünnung nur mehr äufserst langsam und vorsichtig fortgesetzt werden darf. Wurde schliefslich der richtige Punkt überschritten und beginnt der Krystall zu sinken, so mufs man durch Zusatz von konzentrierter Flüssigkeit das Gewicht wieder erhöhen.

Von den Apparaten, welche zur Bestimmung des spezifischen Gewichts löslicher Substanzen dienen, kann hier abgesehen werden, da solche für den

Petrographen kaum in Betracht kommen; dagegen sind Mineralien nicht selten, welche ein höheres Gewicht haben als die schwerste Flüssigkeit, die zur Verfügung steht. Man hilft sich dann am besten in der Weise, dafs man durch inniges Durcheinanderkneten von Wachs und Mennige eine Masse herstellt, deren spezifisches Gewicht ca. 2,5 ist. In ein abgewogenes Stückchen dieser Masse, den „Schwimmer", drückt man das zu untersuchende Mineral ein, wobei die Gröfse des Schwimmers so gewählt wird, dafs das spezifische Gewicht der beiden Substanzen zusammen ca. 3 beträgt. Hat man nun das absolute Gewicht des Schwimmers $= g$ und sein spezifisches Gewicht $= p$, sowie das absolute Gewicht des Minerals $= g'$ und das spezifische Gewicht der Kombination beider P bestimmt, so folgt das spezifische Gewicht p' des Minerals aus der Formel: $p' = \frac{g' \cdot P}{g + g' - P \cdot g/p}$.

Ein anderer Apparat zur Bestimmung des spezifischen Gewichts von Flüssigkeiten beruht auf dem Satz, dafs die Höhe von Flüssigkeitssäulen, welche sich in kommunizierenden Röhren das Gleichgewicht halten, umgekehrt proportional zu ihrem spezifischen Gewicht ist. Wenn man also in der einen Röhre die zu untersuchende Flüssigkeit, in der andern Wasser hat, so giebt der Unterschied der Höhe direkt das spezifische Gewicht der ersteren. Dieser Apparat kann übrigens auch zur Ausführung von Trennungen nach dem spezifischen Gewicht eingerichtet werden.

Hin und wieder ist die Bestimmung der Härte eines Minerals von Nutzen; die zur Verfügung stehenden Körnchen pflegen aber zu klein zu sein, um die Härteprobe mit der Hand ausführen zu können. Man nimmt dann einen dünnen Bleistab und schleift dessen eines Ende eben, bringt dann die zu untersuchende Probe auf eine glatte, glänzende Fläche des betreffenden Indikators der Härteskala und reibt unter kräftigem Druck mit dem Bleistab darüber hin und her; die Mineralkörnchen drücken sich in das Blei ein und werden von dem Stab wie in einer Fassung hin und her geführt; sind sie härter als die Unterlage, so beobachtet man in dieser mit der Lupe feine Ritzen.

Bei der Untersuchung auf Magnetismus beschränkt man sich meist auf die Bestimmung der Einwirkung auf eine leicht beweglich aufgestellte Magnetnadel. Nur ganz wenige Mineralien wirken in unverändertem Zustand auf diese ein, namentlich Magneteisen und Magnetkies. Nach dem Schmelzen dagegen ist die Wirkung auf die Magnetnadel eine gemeinsame Eigenschaft aller eisenreicheren Mineralien. Auch polarer Magnetismus kommt an Gesteinen vor, die Verteilung der beiden Pole ist dann gewöhnlich äufserst kompliziert und scheinbar ohne jede Gesetzmäfsigkeit.

Für die Untersuchung glimmerartiger Mineralien ist die Herstellung der Schlagfigur von besonderem Interesse; man legt dazu ein winziges Plättchen auf einen glatt geschliffenen Kork unter eine in einer Fassung vertikal bewegliche Nadel, auf deren oberes Ende man mit einer Uhrfeder einen kurzen Stofs ausführt, welcher die Nadel in das Plättchen treibt. Um das so hervorgebrachte Loch im Zentrum beobachtet man dann eine Reihe von Hexagonen (vgl. Fig. 64 u. 65, S. 114), deren Ecken von ziemlich geradlinig verlaufenden Rissen durchschnitten werden, von welchen meist zwei gegenüberliegende, der sogen. Leitstrahl, besonders hervortreten. Die Richtung desselben entspricht der Symmetrie-Ebene des Glimmers.

Die Ausbildung der gesteinsbildenden Mineralien.

Die gesteinsbildenden Mineralien trifft man bald in ringsum ausgebildeten, mehr oder minder scharf begrenzten Krystallen, man bezeichnet sie dann als automorph oder idiomorph (Orthoklas in Porphyr, Granat in Glimmerschiefer), bald in unregelmäfsigen Körnern, deren Form durch die übrigen Gesteinsgemengteile bedingt erscheint, in xenomorpher oder allotriomorpher Ausbildung (Plagioklas in Gabbro, Cordierit in Hornfels). Einzelne Mineralien treten als letzte Ausfüllungsmasse, Mesostasis (Quarz in Granit, Kalkspat in Kontaktgesteinen), zwischen den übrigen Gemengteilen auf, welche dann gegen erstere deutliche Krystallform aufweisen, während sie gegen die sonstigen Gesteinskomponenten ihre Umgrenzung von diesen erhalten. Sind Mineralien gegen einen Teil der Gemengteile krystallographisch wohl begrenzt, während gegen andere eine regelmäfsige Umgrenzung fehlt, so nennt man ihre Ausbildung eine hypidiomorphe (Feldspat in Granit).

Die äufsere Form der ringsum ausgebildeten Krystalle ist besonders bei den frühesten, meist sehr kleinen Ausscheidungsprodukten der Eruptivgesteine oft von modellähnlicher Schärfe (Zirkon in Granit); gröfsere Individuen dagegen weisen in eingewachsenen Krystallen mehr oder minder unvollkommene Beschaffenheit der Flächen und Kanten auf, die in sehr mannigfaltiger Weise löcherig resp. gerundet erscheinen können. Die Unvollkommenheit der Flächen und Kanten ist bald eine primäre Eigenschaft, in der Art des Wachstums der Krystalle selbst begründet, wobei sich im allgemeinen das Fortwachsen an den Kanten rascher vollzieht als in der Mitte der Flächen, so dafs diese vertieft erscheinen, wobei aber die Vertiefung häufig von regelmäfsigen Flächen mit einspringenden Winkeln begrenzt erscheint. Dies führt zu der sogen. ruinenartigen Endausbildung und zu Krystallskeletten, welch letztere namentlich in den glasig erstarrten Gesteinen in den zierlichsten Formen auftreten (vgl. Fig. 40, S. 93). In diesen Gesteinen werden die Individuen gleichzeitig mit dem skelettartigen Wachstum mehr und mehr unregelmäfsig, so dafs schliefslich die Zugehörigkeit zu bestimmten Mineralien nicht mehr festzustellen ist; solche Bildungen bezeichnet man als Krystalliten. Unter letzteren unterscheidet man stabförmige als Baculite, rundliche als Globulite, perlschnurartig aneinandergereihte als Margarite, haarförmige als Trichite, solche, die wie Haufwerke rundlicher Körner erscheinen, als Cumulite etc.

In andern Fällen ist die Unregelmäfsigkeit der Flächen eine sekundäre Erscheinung, indem z. B. die aus einem Schmelzfluss ausgeschiedenen Krystalle während der späteren Epochen der Gesteinsverfestigung wieder eine partielle Auflösung, eine magmatische Korrosion, resp. Resorption erlitten haben, wobei bald weitgehende Deformationen der äufseren Form, Rundung der Kanten, tiefe, schlauchförmige Einbuchtungen der Grundmasse in den Krystall selbst die Folge sind (Quarz im Quarzporphyr), bald die Substanz desselben in seiner ganzen Ausdehnung durch den Schmelzfluss verändert wird und nur die noch mehr oder minder deutlich erkennbare Form, welche von einem Aggregat neuge[illegible] [illegible]en Anhaltspunkt dafür giebt,

welches Mineral der Zerstörung anheimgefallen ist (Hornblende oder Biotit in Andesiten etc.).

Die Gröfse der gesteinsbildenden Gemengteile ist gleichfalls sehr wechselnd, besonders bedeutende Dimensionen trifft man allerdings fast nur in den Pegmatiten, die als Gesteine im engeren Sinne kaum anzusehen sind. Hier aber finden sich Feldspatkrystalle von mehreren Metern Kantenlänge, Glimmertafeln von Tischgröfse etc. Selbst faust- bis kopfgrofse Individuen von Mineralien sind in den Gesteinen ganz vereinzelt, häufiger dagegen solche, welche einen oder mehrere Centimeter in ihrer gröfsten Dimension aufweisen; diese trifft man vor allem unter den Einsprenglingen porphyrischer Gesteine. In den körnigen Gesteinen sind die Mafse meist geringer, von einem Durchmesser von ca. 1 *cm* bis zu Individuen, welche man mit bloſsem Auge nicht mehr erkennen kann; die körnigen Gesteine sind mittelkörnig, feinkörnig oder für das bloſse Auge ganz dicht. Die Grundmasse der porphyrischen Gesteine ist im allgemeinen makroskopisch dicht und oft auch unter dem Mikroskop aus so winzigen Individuen zusammengesetzt, dafs man sehr dünner Schliffe und sehr starker Vergröfserung bedarf, um dieselbe noch aufzulösen. Man bezeichnet diese winzigsten Gebilde wohl auch als Mikrolithen, ein Name, welcher ursprünglich nur den leistenförmigen Kryställchen dieser Art gegeben wurde. Solche Mikrolithen haben oft besonders vollkommen ausgebildete Krystallform.

Die in körnigen Kalken eingeschlossenen Individuen der accessorischen Mineralien, vor allem der Silikate, zeigen gleichfalls oft sehr stark gerundete Oberfläche und schüsselförmige Vertiefungen ihrer Flächen, so dafs sie aus dem Kalk herausgelöst wie abgeschmolzen aussehen.

Der krystallographische Habitus ist für eine und dieselbe Spezies im allgemeinen recht charakteristisch: Apatit pflegt nadlig ausgebildet zu sein, Glimmer taflig, Epidot ist nach der Querachse, Hornblende nach der Vertikalachse, zahlreiche Plagioklase nach der Längsachse gestreckt, so dafs sich im Dünnschliff charakteristische Formen der Durchschnitte und eine bezeichnende Hauptzone ergiebt, deren optischer Charakter (vgl. Anl. S. 80) ein gutes Kennzeichen des Minerals giebt und daher unter der Rubrik *Ch z* in der am Schlufs angefügten Tabelle berücksichtigt ist. Dafs nadlige oder dünntaflige Mineralien vorherrschend leistenförmige Durchschnitte geben, braucht kaum betont zu werden.

Die Spaltbarkeit eines Minerals kommt im Dünnschliff in Form mehr oder minder geradliniger Risse zur Beobachtung. Eine vollkommene Spaltbarkeit giebt sich in scharfen geraden Strichen zu erkennen, welche den Durchschnitt meist in seiner ganzen Ausdehnung durchsetzen; sie sind manchmal eng geschart, in andern Fällen aber beobachtet man beim gleichen Grad der Spaltbarkeit nur einzelne solcher Risse. Ist die Spaltbarkeit nur noch deutlich, so pflegen auch die Risse weniger scharf und geradlinig zu sein, sie setzen dann gern ab und stehen durch mehr oder minder krummlinige Risse miteinander in Verbindung. Undeutlich nennt man eine Spaltbarkeit, wenn die Risse im Schliff ganz krummlinig sind und nur noch eine allgemeine Orientierung aufweisen. In zahlreichen Fällen werden die Spaltrisse erst in sehr dünnen Schliffen gut erkennbar; bei schwach lichtbrechenden Mineralien mufs man sie in allen Fällen bei stark eingeengtem Beleuchtungskegel studieren.

In den der Einzelbeschreibung der Mineralien beigegebenen Skizzen ist der Grad der Spaltbarkeit thunlichst berücksichtigt, die sehr vollkommene durch feinste, durchsetzende Linien, die vollkommene durch mehr oder minder absetzende und die undeutliche durch kurze, wenig scharf verlaufende Striche. Hin und wieder treten auch andere, oft regelmäfsig ausgebildete Risse in den Mineralien auf, die nicht einer eigentlichen Spaltbarkeit entsprechen: so z. B. die Absonderung des Diallags nach der Querfläche, welche oft deutlicher hervortritt als die Spaltbarkeit. Langprismatische Mineralien zeigen gewöhnlich eine Quergliederung etc. In zahlreichen Gesteinen sind einzelne gröfsere Individuen in mehrere Stücke zerbrochen, die Stücke liegen dann zum Teil noch in der Nähe von einander und lassen ihre Zusammengehörigkeit erkennen, zum Teil sind die einzelnen Teile eines Krystalls weit voneinander entfernt. Solche Zerbrechungen sind bald während der Verfestigung des Gesteins eingetreten, wobei durch die Bewegung des Schmelzflusses oder durch die Zusammenziehung bei der Erstarrung solche Zertrümmerungen entstanden sind, Protoklase, oder aber sie sind durch die Wirkung des Gebirgsdruckes in dem schon verfestigten Gestein zur Ausbildung gekommen, Kataklase.

In zahlreichen Fällen ist durch dieselben Faktoren nur eine mehr oder minder bedeutende Biegung der Mineralindividuen eingetreten, ohne dafs deren Zusammenhang in sich gelöst worden wäre. Biegsame Mineralien wie namentlich die Glimmer sind so halbkreisförmig, oft unter mannigfacher Aufblätterung, gebogen worden; sie zeigen dann im polarisierten Lichte eine von einem Ende zum andern sich stetig ohne scharfe Grenze ändernde, undulöse Auslöschung; spröde Mineralien, wie Quarz oder Olivin, werden dabei in Stengel zerlegt, welche im polarisierten Lichte durch geringe, aber sprungweise Abweichungen in der Auslöschungsrichtung leicht erkennbar sind. Diese letzteren Erscheinungen werden im allgemeinen als besonders typisch für die durch den Gebirgsdruck hervorgebrachten Gesteinsveränderungen angesehen; man trifft sie aber auch z. B. in jungeruptiven Gesteinen, welche keine Dislokationen durchgemacht haben, in welchen sie somit wohl zu den Erscheinungen der Protoklase zu zählen sind. Diese Verbiegung der Gesteinsgemengteile führt öfters auch zu vollkommener inneren Zerbrechung, wobei z. B. Glimmer nach den sogen. Gleitflächen zerreifsen oder zwischen den Stengeln der Quarze sich feines Zerreibungsmaterial einstellt. Einheitliche Quarzkörner werden so schliefslich zu einem Aggregate feinsten, aufs innigste unter sich verzahnten Sandes, zwischen welchem einzelne gröfsere Reste des ursprünglichen Krystalls erhalten geblieben sind, Mörtelstruktur (Fig. 9).

Fig. 9. Mörtelstruktur am Quarz.

Während in einzelnen Fällen die Gesteinsgemengteile aus ideal reiner Substanz bestehen, sind in w[illegible] meist[illegible]schlüsse verschiedenster Art vorhanden, welche so zu[illegible]en, [illegible]umschliefsende Substanz an

Menge bei weitem übertreffen. Besonders der Almandin zeigt die Erscheinung in weitester Verbreitung, dafs ein äufserlich oft recht gut begrenzter Krystall nur aus einer schmalen Randzone von Granat besteht, während der weitaus gröfsere Kern ein Haufwerk der übrigen Gesteinsbestandteile darstellt, zwischen denen feine Äderchen von Granatsubstanz sich wie die Fäden eines Netzes hinziehen; man nennt solche Bildungen Perimorphosen. Im allgemeinen sind Einschlüsse nicht in solchem Übermafse vorhanden, doch ist die Fähigkeit, solche aufzunehmen, bei den verschiedenen Mineralien sehr verschieden; während einzelne (Plagioklas) bei jeder günstigen Gelegenheit mannigfaltige Einschlüsse enthalten, sind andere stets arm an denselben (Quarz). Bei einzelnen Mineralien beobachtet man zonare oder radiale Anordnung von Einschlüssen (Leucit) oder eine Orientierung parallel zu bestimmten krystallographischen Richtungen (Hypersthen), bei andern sind sie stets ganz unregelmäfsig verteilt. Bei wieder andern sind einzelne regelmäfsig abgegrenzte Partien eines Krystalls von Einschlüssen erfüllt, während der übrige Teil von ihnen fast freibleibt (Chiastolith). Besonders bemerkenswert ist manchmal die Erscheinung, dafs Einschlüsse sich zu mehr oder minder geradlinigen Bändern und Schnüren anordnen, die dann verschieden orientierte Individuen nacheinander durchsetzen, ohne ihre Richtung zu ändern, und im ganzen Gestein mehr oder minder parallel auslaufen. Solche Bänder bilden z. B. die winzigsten Flüssigkeitseinschlüsse im Granitquarz, deren Entstehung man sekundären Ursachen, dem Gebirgsdruck etc. zuschreibt. Besonders aber ist diese Anordnung von Einschlüssen charakteristisch für Kontaktgesteine, in welchen einzelne durch die Kontaktmetamorphose neugebildete Mineralien keine Orientierung in Bezug auf die ursprüngliche Gesteinsschichtung zeigen, deren Verlauf nur in der Anordnung oft recht massenhafter Einschlüsse deutlich zu erkennen ist. Fig. 10 zeigt die Anordnung solcher Bänder von Sillimanit in einem grofsen, einheitlichen Individium von Cordierit, das zwischen gekreuzten Nicols dunkel gestellt ist.

Fig. 10. Einschlüsse von Sillimanit im Cordierit parallel zur ursprünglichen Schichtung.

Die Einschlüsse sind bald krystallisierte Mineralien, bald Glas oder Flüssigkeiten (unter letzteren besonders interessant solche von flüssiger Kohlensäure, oder Salzlösungen mit kleinen ausgeschiedenen Kryställchen), oder endlich Gase. Über ihre Unterscheidung vgl. Anl. S. 41.

In gewissen Beziehungen zu den Einschlüssen stehen die parallelen Verwachsungen, welche bald zwischen Mineralien einer und derselben Gruppe vorhanden sind, bald zwischen verschiedenartigen Mineralien beobachtet werden. Eine verbreitete Erscheinung in Eruptivgesteinen ist z. B. die, dafs ein Krystall von Plagioklas aus zahlreichen Schichten aufgebaut ist, welche verschiedenen Mischungsgliedern der Plagioklasreihe angehören und vom Kerne zum Rand meistens eine allmähliche Zunahme des Natrongehaltes erkennen

lassen; die Zwillingslamellen setzen gleichmäfsig durch all diese Schichten hindurch. Solche zonare Verwachsungen sind bei allen gröfseren isomorphen Gruppen zu beobachten. In der Gruppe der monoklinen Pyroxene trifft man häufig eine etwas andere Anordnung; es hat dann den Anschein, als ob auf den Flächen der vertikalen Zone eine chemisch etwas abweichende Substanz sich abgelagert hätte gegenüber derjenigen auf den Endflächen. Durchschnitte durch solche Krystalle zeigen die charakteristische Sanduhrstruktur.

In isodimorphen Gruppen können die in verschiedenen Krystallsystemen krystallisierenden Glieder gleichfalls zonar verwachsen; so ist der Kern eines Krystalls öfter ein rhombischer, der Rand ein monokliner Pyroxen, oder aber die beiden Glieder durchwachsen sich gegenseitig, wobei eine bestimmte krystallographische Richtung in beiden parallel liegt (Orthoklas mit Plagioklas = Perthit). Endlich trifft man parallele Umwachsungen verschiedener Mineralien (Hornblende um Pyroxen) oder ebensolche Durchwachsungen (Quarz in Orthoklas = Pegmatit). Oder schliefslich dient ein Mineral als eine Art Krystallisationszentrum, um welches sich andere Mineralien in mehr oder minder gesetzmäfsiger Weise herumlagern, ohne dafs dabei eine parallele Verwachsung eintritt (Granat in Eklogit).

Aufserordentlich verbreitet sind Umwandlungserscheinungen der Mineralien, wobei die Form und sehr häufig auch Reste des ursprünglichen Minerals noch erhalten sind, welche die Deutung solcher Pseudomorphosen erleichtern. Die Umwandlung führt bald zu einem mehr oder minder parallelen Aggregat der neugebildeten Substanz, so dafs diese den Eindruck eines einheitlichen Krystalls macht (Uralit), bald zu mehr oder minder unregelmäfsigen Haufwerken, welche im polarisierten Lichte die Erscheinung der Aggregatpolarisation zeigen (Glimmer nach Nephelin). Durch die Umwandlung bilden sich sehr häufig wasserhaltige Mineralien auf Kosten von wasserfreien (Serpentin aus Olivin); dabei tritt eine Volumenvermehrung ein, welche zur Zersprengung der umgebenden Mineralien führt, die um den umgewandelten Krystall radiale Risse aufweisen. Die Umwandlung beginnt meistens am Rand und dringt auf Spaltrissen, Gleitflächen etc. in das Innere vor; ausnahmsweise beginnt sie auch im Zentrum, aber wohl nur, wo es sich um zonar gebaute Krystalle handelt, deren Kern leichter angreifbar erscheint (Plagioklase). Man mufs sich in vielen Fällen hüten, Umwandlungsprodukte und Einschlüsse miteinander zu verwechseln. Die ersteren bilden ein meist von Spaltrissen etc. abhängiges Netzwerk in der selbst mehr oder minder getrübten Substanz des ursprünglichen Minerals und zeigen innerhalb desselben kaum jemals Krystallform; die letzteren sind oft recht gut krystallographisch begrenzt und liegen meist ohne jede Beziehung zu Rissen etc. ringsum eingebettet in der klar durchsichtigen Substanz des umschliefsenden Minerals.

Die Lichtbrechung der Mineralien mifst man in den im Kanadabalsam eingebetteten Schliffen durch Vergleichung mit der Lichtbrechung des Kanadabalsams. Die Erscheinungen sind in der Anl. S. 25 näher beschrieben und abgebildet. Der unten folgenden Spezialbeschreibung der einzelnen Mineralien und ebenso der Tabelle ist die Höhe der Lichtbrechung in absteigender Richtung als Einteilungsprinzip zu Grunde gelegt. Die Brechungsexponenten der Mineralien wurden im allgemeinen mit drei Dezimalen gegeben, doch ist schon die dritte De[illegible] in weitaus den meisten Fällen nicht als zuverlässig

anzusehen. Zeigen doch Bestimmungen, welche selbst an verhältnismäfsig einfach zusammengesetzten Mineralien von verschiedenen Autoren ausgeführt wurden, öfters Abweichungen von mehreren Einheiten der dritten Dezimale. Bei den vielgemischten gröfseren isomorphen Gruppen sind die Abweichungen verschiedener einwandfreier Bestimmungen noch bedeutend gröfser, z. B. Almandin von Silberbach im Fichtelgebirge $n = 1{,}761$, — von Falls im Fichtelgebirge $n = 1{,}770$, — indisch $n = 1{,}791$ — $1{,}800$. Von dem blauen Spinell von Ceylon liegen drei Bestimmungen vor: $n = 1{,}719$, $n = 1{,}720$ und $n = 1{,}726$. Die Angabe einer vierten Dezimale erscheint daher völlig zwecklos.

Die Farbe eines Minerals ist etwas für seine Bestimmung in hohem Grade Charakteristisches. Viele makroskopisch deutlich gefärbte Mineralien sind im Dünnschliff vollständig farblos, und in allen Fällen wird die Färbung um so lichter und schwerer erkennbar sein, je dünner der Schliff ist. Die Ursache der Färbung ist sehr wechselnd, sie läfst bald einen charakteristischen Zusammenhang mit der chemischen Zusammensetzung erkennen, Eigenfarbe (Pyroxen, Amphibol), bald ändert sie sich, ohne dafs gleichzeitig wesentliche Änderungen in dem chemischen Bestand sich nachweisen liefsen. In letzterem Falle ist sie oft durch äufserst minimale, stark färbende Beimengungen hervorgebracht, dilute Färbung (Granat), oder endlich die mikroskopische Untersuchung enthüllt Einschlüsse als Ursache der Färbung, Färbung durch Einschlüsse (Hauyn, Bronzit). In der im Umschlag befindlichen Tabelle sind die wichtigeren Mineralien nach ihren Farben zusammengestellt. Doch ist die Färbung ziemlich wechselnd, und zahlreiche Mineralien sind nur ausnahmsweise gefärbt, während sie, im Dünnschliff wenigstens, meist farblos erscheinen. Auch die Farbe ist sehr häufig nicht gleichmäfsig in einem Krystalldurchschnitt, zonarer Wechsel oder eine ganz unregelmäfsig fleckenartige Verteilung ist sehr gewöhnlich.

Das Vorhandensein oder Fehlen des Pleochroïsmus ist gleichfalls eine in hohem Grade charakteristische Erscheinung; die verhältnismäfsige Tiefe der Färbung, d. h. die Absorption, welche einer bestimmten Farbenachse zukommt, ist für eine Mineralgruppe ziemlich konstant, man findet daher in der Tabelle gewöhnlich das Absorptionssymbol angegeben: die Farben der einzelnen Achsen selbst dagegen können in recht weiten Grenzen wechseln, sie wurden nur da eingefügt, wo sie einigermafsen konstant sind.

Die sogen. pleochroïtischen Höfe, welche um Einschlüsse von zirkon-, zinn- und titanhaltigen Mineralien, sowie um Orthit und Dumortiërit beobachtet werden, treten nur in wenigen Mineralien auf, z. B. Amphibol, Andalusit, Chlorit, Glimmer, Staurolith, Turmalin. Man beobachtet sie als nicht allzu schmale, gegen das normale Mineral nicht scharf abgegrenzte Zonen am deutlichsten, wenn die am stärksten absorbierte Richtung des betreffenden Krystalls parallel zum Polarisator steht (Fig. 11 u. Fig. 12, S. 44). Der pleochroïtische Hof weist dann eine viel kräftigere Lichtabsorption auf als der übrige Krystall, und namentlich sind gelbe bis tiefbraune Töne in diesen Höfen weit verbreitet. Ist dagegen die am schwächsten absorbierte Richtung parallel zum Polarisator, so verschwindet die Erscheinung fast vollständig. Die Form der Höfe ist sehr wechselnd, abhängig von der Form des betreffenden Einschlusses. Es ist sehr bezeichnend, dafs

andere Einschlüsse als die oben genannten, z. B. in Fig. 12 die Apatitnadeln im Biotit, solche Höfe nicht aufweisen. Auch sekundär entstehen solche pleochroïtische Höfe, so z. B. bei der Umwandlung von Augit, der die Erscheinung nicht zeigt, in Hornblende. Im allgemeinen sind die optischen Eigenschaften in den pleochroïtischen Höfen auch sonst stark modifiziert, die Lichtbrechung pflegt erhöht zu sein, die Doppelbrechung bald viel niedriger, bald um ein bedeutendes höher, und bei den zweiachsigen ist in den Höfen im allgemeinen eine stärkere Dispersion der optischen Achsen bemerkbar. Alle diese Erscheinungen weisen nicht darauf hin, dafs es sich hier um eine einfache Färbung durch einen organischen Farbstoff handelt, wie man nach der leichten Zerstörbarkeit der Höfe durch Erwärmen angenommen hat, womit auch das häufige Vorkommen derselben in Graniten und andern Eruptivgesteinen nicht im Einklang steht.

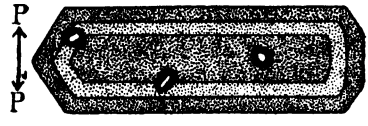


Fig. 11.

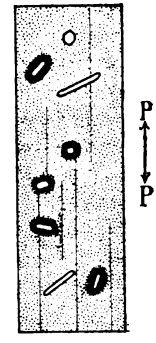


Fig. 12.

Pleochroïtische Höfe um Einschlüsse von Zirkon in: Turmalin. Biotit.

Eine Übersicht der Doppelbrechung der hier behandelten Mineralien und die durch diese bedingten Interferenzfarben giebt die kleine Tafel am Schlusse der Tabelle, welche nach dem Vorgang von Michel-Lévy und Lacroix zusammengestellt ist. Die in derselben angeführten Werte stellen den Unterschied zwischen dem Maximum und Minimum der Lichtbrechung, also $\gamma - \alpha$, dar, und zwar im allgemeinen im Mittelwerte; nur da, wo besonders grofse Schwankungen der Doppelbrechung beobachtet wurden (Chloritoïd, Titanit etc.), sind die wahrscheinlichen Grenzwerte gegeben worden. Man gebraucht die Tafel in der Weise, dafs man zunächst die Dicke des Schliffes mifst (vgl. Anl. S. 39) und dann einen Durchschnitt des zu bestimmenden Minerals sucht, der möglichst genau parallel zur optischen Achse, resp. Achsenebene getroffen ist, wovon man sich im konvergenten polarisierten Licht überzeugt. Die Interferenzfarbe desselben giebt ein sehr exaktes Mittel für die Bestimmung. Sei z. B. die Dicke eines Schliffes durch die schwach gelblichweifse Interferenzfarbe eines gut orientierten Quarzdurchschnittes zu 0,03 *mm* bestimmt, und ein anderes gleichfalls farbloses Mineral gebe als höchste Interferenzfarbe das Gelb zweiter Ordnung, so folgt man der vertikalen Linie, an welcher oben dieses Gelb eingeschrieben ist, bis zum Schnittpunkt mit der Horizontalen, die der Dicke 0,03 *mm* entspricht, die Diagonale, welche durch diesen Punkt gezogen ist, giebt die Doppelbrechung des betreffenden Minerals, in dem speziellen Fall annähernd 0,030, es wird sich also wohl um Diopsid handeln, der dann durch seine übrigen optischen Eigenschaften identifiziert wird.

In einzelnen Fällen beobachtet man Interferenzfarben schon bei Anwendung des Polarisators allein. Dies ist der Fall, wenn zwei verschieden orientierte Individuen innerhalb eines Dünnschliffes sich überlagern und das obere eine sehr kräftige Absorption des Lichtes in der einen Richtung (Turmalin, Biotit) aufweist. Da dann nur Licht in der andern Richtung

Dünnschliff aufweist, das in erster Linie hervortretende ist. Da aber die Beobachtung des Reliefs eine schätzungsweise Bestimmung der Lichtbrechung nur innerhalb ziemlich weiter Grenzen zuläfst, sind die Abweichungen von dem zu Grunde gelegten Prinzip nicht ins Gewicht fallend. Eine andere Frage schien schwieriger, ob es zweckmäfsig ist, die drei Gruppen der optisch isotropen, einachsigen und zweiachsigen auseinanderzuhalten, oder einfach den ganzen Stoff nach der Höhe der Lichtbrechung zu gruppieren. Doch scheint, dafs derselbe durch diese Teilung an Übersichtlichkeit gewinnt, und die Zugehörigkeit zu einer der drei Gruppen ist auch meist mit sehr einfachen Mitteln bestimmbar. Zweifel können nur da auftreten, wo reguläre Mineralien anomale Doppelbrechung, optisch einachsige scheinbar zweiachsige Beschaffenheit und optisch zweiachsige sehr kleine Achsenwinkel aufweisen, oder wenn bei den doppelbrechenden überhaupt die Doppelbrechung so schwach wird, dafs sie nicht mehr sicher konstatierbar ist, oder dafs wenigstens die Erscheinungen im konvergenten Licht die nötige Klarheit vermissen lassen. Auf derartige Anomalien wird im Text jederzeit aufmerksam gemacht und im übrigen z. B. der Leucit, trotz der Häufigkeit, mit welcher an demselben Doppelbrechung auftritt, bei den optisch isotropen Mineralien abgehandelt, mit welchen er in seiner Form übereinstimmt. Biotit und Chlorit folgen bei den optisch zweiachsigen ohne Rücksicht auf die Häufigkeit optisch einachsiger Varietäten, da dort ihr naturgemäfser Platz ist und die Abtrennung der nahezu oder völlig einachsigen Varietäten von den zweiachsigen in nichts begründet wäre. Ganz von demselben Zweckmäfsigkeitsstandpunkt aus erfolgt die Behandlung von Chromeisen, Eisenglanz und Titaneisen unter den opaken Mineralien, obgleich das erstere in sehr dünnen Schliffen stets durchsichtig gemacht werden kann und von den letzteren durchsichtige Ausbildungsformen existieren. In ihren normalen Vorkommnissen aber haben sie den Charakter opaker Mineralien an sich.

Zur Erklärung der Figuren im speziellen Teil ist hinzuzufügen:

a, b, c sind die krystallographischen Achsen;

$\mathfrak{a}$, $\mathfrak{b}$, $\mathfrak{c}$ die Hauptschwingungsrichtungen;

α, β, γ die entsprechenden Brechungsexponenten;

A und B die optischen Achsen.

Ein Kreis mit einem Kreuz zeigt den Austritt der optischen Achse eines einachsigen Minerals an; der Austritt der Achsen

eines zweiachsigen Minerals ist durch Bögen gekennzeichnet, welche bei sehr starker Dispersion stark ausgezogen sind und in ihrer Lage resp. Entfernung die Art des Achsenaustritts kennzeichnen, den man in dem betreffenden Schnitt beobachtet. Auf den Querschnitten ist öfters der scheinbare Winkel eingezeichnet, unter welchem die optischen Achsen auf wichtigeren Krystall- resp. Spaltflächen austreten, wenn dadurch ein für das betreffende Mineral charakteristisches Kennzeichen gegeben ist.

Die Möglichkeit einer Verwechslung verschiedener Mineralien ist bei der Beschreibung derselben nur insoweit in Betracht gezogen, als die Unterschiede in den optischen Eigenschaften sich der Beobachtung leicht entziehen. So werden z. B. die Mineralien Perowskit und Melanit trotz der grofsen Unterschiede in der Lichtbrechung manchmal sehr schwer unterscheidbar, da die Lichtbrechung beider hoch über derjenigen des Kanadabalsams liegt. Nephelin und Apatit dagegen sind in diesem Sinne nicht als ähnliche Mineralien aufgefafst, trotz der geringeren Unterschiede der Lichtbrechung, welche wegen ihrer gröfseren Annäherung an diejenige des Kanadabalsams stets kräftig hervortreten.

Spezieller Teil.

Man teilt die gesteinsbildenden Mineralien am zweckmäfsigsten in folgende vier Gruppen:

1. Opake Mineralien, 2. optisch isotrope Mineralien, 3. optisch einachsige Mineralien, 4. optisch zweiachsige Mineralien, wobei die bei der mikroskopischen Untersuchung in erster Linie in die Augen fallenden Eigenschaften als Einteilungsprinzip zu Grunde gelegt sind. Eine Einteilung nach Krystallsystemen erscheint deshalb weniger zu empfehlen, weil im Schliff sehr häufig z. B. hexagonale und tetragonale Mineralien nicht zu unterscheiden sind, und andernteils die wichtigsten isodimorphen Gruppen bei dieser Anordnung in verschiedenen Teilen abgehandelt werden müfsten.

1. Opake Mineralien.

Als opake Mineralien sind hier diejenigen zusammengefafst, welche wenigstens für gewöhnlich im Dünnschliff undurchsichtig sind. Makroskopisch und meist auch unter dem Mikroskop im reflektierten Licht sind sie mehr oder minder stark metallglänzend. Da es in der Natur der Sache liegt, dafs weitere optische Bestimmungen an denselben nicht gemacht werden können, ist bei fehlender Krystallform eine mikroskopische Unterscheidung derjenigen, welche ähnliche Oberflächenfarbe haben, im allgemeinen nicht mit Sicherheit durchzuführen.

Die opaken Mineralien sind teils regulär teils hexagonal; soweit Krystallform vorhanden ist, geben die ersteren isometrische, drei-, vier- oder sechsseitige Durchschnitte, während die typischen Schnitte der letzteren hexagonal oder leistenförmig sind, entsprechend der meist dünntafligen Ausbildung der hexagonalen Glieder.

Schwefelkies (Eisenkies, Pyrit).

Der Schwefelkies, FeS_2, findet sich bald in ringsum begrenzten Krystallen von sehr verschiedenen Dimensionen, meist Würfel durch ein Pentagondodekaëder gestreift oder Oktaëder, bald in gröfseren Haufwerken und Konkretionen (auch als Versteinerungsmittel) und endlich in unregelmäfsigen Körnern und feinsten Adern als Imprägnation der Gesteine.

Er löst sich in Salpetersäure unter Ausscheidung von Schwefel; Salzsäure greift ihn kaum an. Härte = $6^1/_2$; spez. Gew. = 5,0. Seine speisgelbe Farbe tritt auch im Dünnschliff stets deutlich hervor. Die leichte, an verschiedenen Orten wechselnde Verwitterbarkeit zu Eisenoxydhydrat führt oft zu raschem Zerfall der Gesteine (Alaunschiefer). Der Schwefelkies ist allenthalben verbreitet; wo er Gemengteil von Eruptivgesteinen ist, ist er meist eine sekundäre Bildung und sein Vorkommen dann begleitet von mannigfachen Zersetzungserscheinungen, wie Kaolinisierung, Propylitisierung oder Grünsteinbildung. Häufiger ist er in krystallinischen Schiefern und Kontaktgesteinen, in welchen er oft in mächtigen Einlagerungen als Bestandteil der Falbänder auftritt. In klastischen Gesteinen bildet er vor allem Konkretionen im Thonschiefer und in den Kohlen.

Magnetkies.

Als Gesteinsgemengteil kennt man den Magnetkies, *Fe S*, nur derb, in einzelnen Körnern oder in gröfseren Massen. Von Säuren wird er leicht aufgelöst. Härte = 4; spez. Gew. = 4,6. Meist kräftig magnetisch. Seine Farbe ist bronzegelb, gewöhnlich aber ist er braun angelaufen oder zu Rost verwittert. Als primären Gemengteil trifft man ihn in basischen Eruptivgesteinen, ferner in krystallinischen Schiefern und Kontaktgesteinen, besonders in Kalken.

Gediegen Eisen.

In irdischen Gesteinen ist das gediegene Eisen, *Fe*, selten und findet sich nur in eckigen Körnern. Es ist stets mit Nickel legiert, welches auch vorherrschen kann (Awaruit). In Säuren ist es leicht löslich und zersetzt die Thouletsche und die Kleinsche Lösung, letztere unter Bildung intensiv blauer Wolframsäure. Härte = 4; spez. Gew. = 7,8. Kräftig, aber nicht polar magnetisch. An feuchter Luft wird es zu Rost. Bis jetzt wurde es nur als seltener Gemengteil der basischsten Eruptivgesteine beobachtet; seine weite Verbreitung in den Meteoriten ist bekannt.

Magneteisen (Magnetit).

Das Magneteisen, Fe_3O_4, ist ein äufserst weit verbreiteter Gesteinsgemengteil, bald in oktaëdrischen Krystallen, bald in zierlichen Krystallskeletten, bald in unregelmäfsigen Körnern oder derben Partien auftretend. Es löst sich in Salzsäure, namentlich nach Zusatz von etwas Jodkalium (Unterscheidung von Eisenglanz und Titaneisen!). Härte = 6; spez. Gew. = 5,2; kräftiger, meist nicht polarer Magnetismus. Gegenüber den Atmosphärilien ist es recht bestandfähig, daher oft auf

sekundärer Lagerstätte (Magneteisensand). Es erscheint schwarz mit verschieden starkem Metallglanz.

In den Eruptivgesteinen, in erster Linie in den kieselsäurearmen, ist es weit verbreitet, gewöhnlich zu den ersten Ausscheidungen gehörig und daher auch ein häufiger Einschluſs in den übrigen, namentlich den farbigen Gemengteilen. In staubfeiner Verteilung sind schwarze Erze in der Grundmasse eben dieser Gesteine häufig; wegen der Schwierigkeit, sie sicher zu bestimmen, hat man diese als Opazit bezeichnet, doch gehören sie wohl meist hierher. Gleichfalls weit verbreitet ist es in allen übrigen Gruppen der Gesteine.

In Gabbrogesteinen sind derbe schwarze Erze, welche zum Teil als Magneteisen anzusehen sind, öfters ringsum von einem einheitlichen Biotitsaum umgeben; in den Ergussgesteinen trifft man in weiter Verbreitung Zusammenhäufungen von Magneteisenkörnern, meist gemengt mit Augit, welche Form und Spaltbarkeit von Hornblende oder Biotit noch deutlich erkennen lassen, durch deren magmatische Resorption sie entstanden sind. Nicht selten sind auch Verwachsungen mit Titaneisen, aus welchen man das Magneteisen mit Salzsäure herausätzen kann.

Chromeisen (Chromit).

Das Chromeisen, $Fe(Al,Fe,Cr)_2O_4$, trifft man bald in scharfen oktaëdrischen Krystallen, bald in derben, oft ziemlich umfangreichen Aggregaten ausschliefslich in Olivingesteinen. Säuren greifen es äufserst schwer an. Härte $= 5^1/_2$; spez. Gew. $= 4{,}5$. Makroskopisch erscheint es braunschwarz mit nur schwachem Metallglanz, der unter dem Mikroskop meist ganz fehlt. Dagegen beobachtet man im Dünnschliffe häufig, dafs es namentlich an den Rändern mit brauner Farbe durchsichtig wird. Seine Lichtbrechung ist ca. 2,1. Da es sehr widerstandsfähig ist, bleibt es bei der Umwandlung des Olivins in Serpentin erhalten, und man beobachtet dann oft um dasselbe eine lebhaft grüne, deutlich pleochroïtische Zone von Chromocker.

Eisenglanz (Hämatit).

Der Eisenglanz, Fe_2O_3, findet sich zum Teil in kompakten derben Massen oder seltener in lebhaft metallglänzenden Krystallen, welche im Schliff stets undurchsichtig, im reflektierten Licht eisenschwarz erscheinen, zum Teil in dünnsten, rot durchscheinenden, hexagonalen Täfelchen; endlich ist er in staubfeiner Verteilung das häufigste rote Pigment der Gesteine. Er wird von Salzsäure sehr schwer angegriffen, um so leichter, in je feinerer Verteilung er vorhanden ist. Härte $= 6^1/_2$; spez. Gew. $= 5{,}25$. Strich rot bis rötlichbraun. Gegen Verwitterung ist er sehr widerstandsfähig; hin und wieder wird er zu Rost.

Der kompakte, undurchsichtige Eisenglanz findet sich in allen möglichen Gesteinen, unter den Eruptivgesteinen häufiger in den kieselsäurereicheren, in welchen er oft auch sekundär, wohl durch Fumarolen, zugeführt ist. Die dünnen Täfelchen von glimmerartiger Beschaffenheit dagegen (stark doppelbrechend, optisch negativ, ε gelblich-, ω bräunlich-rot) trifft man weiter verbreitet in krystallinischen Schiefern oder als parallel orientierte Einschlüsse in gewissen Mineralien (Sonnenstein), welchen sie roten metallartigen Schiller verleihen. Als rotes Pigment kennt man den Eisenglanz in allen Gesteinen vom Granit angefangen bis zum Thonschiefer. In letzterer Ausbildung erkennt man auch bei stärkster Vergrößerung keine charakteristischen Eigenschaften, und man bezeichnet solche manchmal ins Gelbe oder Braune spielende Farbstoffe oft besser als Ferrit.

Titaneisen (Ilmenit).

Das Titaneisen, $(Fe,Ti)_2O_3$, trifft man häufiger in Krystallen; man kann auch bei diesem eine stets undurchsichtige, metallglänzende, eisenschwarze, kompakte Form von einer glimmerartigen, braun durchsichtigen unterscheiden; beide bilden gerne skelettartige Wachstumsformen. Vielleicht findet sich das Titaneisen hin und wieder auch als braunes Pigment, so z. B. in den Plagioklasen gewisser Gabbrogesteine. Gegen Säuren verhält es sich wie Eisenglanz. Härte $= 5^1/_2$; spez. Gew. $= 4{,}8$ bis $5{,}2$. Im Gegensatz zum Eisenglanz ist es häufig zersetzt; es überzieht sich dabei mit einer trüben, im reflektierten Licht weißen Haut von Leukoxen, einem Gemenge verschiedener Titansäuremineralien, während gleichzeitig die in frischem Zustand nicht sichtbare Spaltbarkeit in scharfen Rissen hervortritt. Schließlich wird es ganz von Leukoxen ersetzt. Auch Umwandlung in einheitliche Individuen von Titanit oder Rutil oder randliche Umwachsung durch diese Mineralien ist nicht allzu selten. Sein Hauptverbreitungsgebiet sind die Eruptivgesteine, unter welchen es die natronreicheren und die basischeren bevorzugt. Die glimmerartige Form, nicht sehr stark doppelbrechend, optisch negativ, ε braun, ω gelb, ist wohl auf porphyrische Eruptivgesteine beschränkt. Eventuell gehören hierher auch die orientierten, braunen, tafelförmigen Einschlüsse, welche dem Diallag, Hypersthen etc. ihren metallartigen Schiller verleihen.

Graphit.

Der Graphit, *C*, findet sich selten in körnigen Kalken deutlich krystallisiert, sonst bildet er ausgefaserte und aufgeblätterte Aggregate, welche gerne mit umgewandeltem Glimmer parallel verwachsen sind. Behandelt man diese mit Salpetersäure und erhitzt sie auf dem Platinblech, so blähen sie sich zu voluminösen, wurmförmigen Partien auf. In andern Gesteinen sind die gleichmäfsig verteilten Individuen mehr kompakt, im Schliff von eirundem Querschnitte; solche Varietäten pflegen dichter zu sein und die blätterige Beschaffenheit des Graphites dem bloſsen Auge nicht mehr deutlich zu zeigen. Sie blähen sich mit Salpetersäure erhitzt nicht auf, und man versuchte, dieselben zu einem besondern Mineral, Graphitit, zu machen. Endlich ist der Graphit ein weit verbreitetes schwarzes Pigment krystallinischer Schiefergesteine in staubfeiner, selbst bei stärkster Vergröſserung nicht mehr deutlich krystallinischer Ausbildung; man bezeichnete dieses als Graphitoïd und erblickte in demselben einen Übergang zur amorphen Kohle. Die Eigenschaften der drei Ausbildungsformen sind indes zu ähnlich, als daſs man eine Trennung derselben durchführen könnte, zumal sie durch alle möglichen Übergänge verbunden sind.

In Säuren und schmelzenden Alkalien ist der Graphit vollständig unlöslich; nur von einem Gemenge von rauchender Salpetersäure und chlorsaurem Kali wird er langsam zu gelber Graphitsäure oxydiert. Die gröber blätterigen Varietäten sind schwer verbrennbar, fein verteilt brennt er ziemlich leicht; er ist ein guter Leiter für Wärme und Elektrizität. Graphithaltige Gesteine fühlen sich kalt an und schlagen in einer Zinkkluppe gefaſst aus Kupferlösungen metallisches Kupfer nieder. Härte = 1, spez. Gew. = 2,3. Infolge seiner Weichheit erscheinen die Ränder der Durchschnitte nie scharf, und beim Schleifen verbreitet sich das feine Pulver über den ganzen Schliff, so daſs seine Verteilung oft schwer erkannt wird. Der lebhafte Metallglanz der blätterigen, basisch sehr vollkommen spaltbaren Aggregate wird bei den dichteren mehr und mehr undeutlich, doch bleibt mit Ausnahme der allerfeinsten Varietäten der grauschwarze Strich stets glänzend.

Der Graphit ist selten in Eruptivgesteinen als primärer Bestandteil und dann meist in Form dichter Knollen vorhanden. Seine wahre Heimat sind die Schiefer, in welchen er zum Teil

durch kontaktmetamorphische Umbildung aus organischer Substanz entstand, zum Teil eine Art von Fumarolenbildung darstellt, wobei gleichzeitig die Gesteine weithin zersetzt wurden. Sein charakteristischstes Begleitmineral ist der Rutil. Gegenüber den ähnlich aussehenden Erzen unterscheidet ihn seine Unlöslichkeit in Säuren und die Möglichkeit, ihn durch anhaltendes Glühen zu entfernen. Gegenüber von Kohle charakterisiert ihn seine elektrische Leitungsfähigkeit und die Reaktion auf Graphitsäure.

Kohlige Substanz.

Das schwarze Pigment der Thonschiefer, Kalksteine etc. besteht aus kohliger, bezw. bituminöser Substanz. Diese treten bald in schwarzen, nicht metallglänzenden Körnern auf, bald imprägnieren sie die Gesteine als feiner, schwarzer Staub und erschweren oft die mikroskopische Analyse. Man entfernt sie dann durch Glühen. Über ihre chemische Konstitution ist nichts bekannt. Bituminöse Substanzen pflegen wenigstens teilweise in Benzol oder Xylol löslich zu sein, kohlige sind in diesen unlöslich. Gegenüber ähnlich aussehendem Graphit unterscheidet beide ihre leichte Löslichkeit in dem Gemenge von rauchender Salpetersäure mit chlorsaurem Kali, sowie die geringe elektrische Leitungsfähigkeit. Von fein verteilten Erzen trennt sie die Verbrennbarkeit, welche allerdings bei der häufigen innigen Verwachsung mit solchen Erzen erst nach der Behandlung mit Salzsäure sicher nachweisbar ist.

2. Optisch isotrope Mineralien.

Optisch isotrop sind amorphe Substanzen und reguläre Krystalle. Die ersteren sind nicht Mineralien im engeren Sinne, da ihnen eine bestimmte stöchiometrische Konstitution abgeht. Sie finden sich indes bald vorherrschend, bald untergeordnet als Bestandteile der Gesteine, so dafs die für sie charakteristischen Eigenschaften hier aufgeführt werden müssen.

Von ihnen unterscheiden sich die regulären Mineralien durch eine gesetzmäfsige Struktur, welche bald in der geradlinigen Umgrenzung, bald in einer Spaltbarkeit oder der Anordnung von Einschlüssen zum Ausdruck kommt. Manchmal ist dieselbe so versteckt, dafs sie sich der direkten Beobachtung entzieht; dann kann eventuell noch die Bildung von Ätzfiguren zur Bestimmung herangezogen werden.

Zwischen gekreuzten Nicols erscheinen die isotropen Mineralien stets dunkel und geben auch im konvergenten polarisierten Licht kein Achsenbild, doch sind optische Anomalien verschiedener Art sehr weit verbreitet, welche sich als fleckige Aufhellung, als Lamellierung oder als regelmäfsige Felderteilung im polarisierten Licht zu erkennen geben.

Die regulären Mineralien zeigen als Krystallform in erster Linie Würfel, Oktaëder und Dodekaëder, ihre Durchschnitte sind dann isometrisch drei-, vier- oder sechsseitig. Seltener ist das Ikositetraëder, dessen Durchschnitte meist gerundet achtseitig erscheinen.

Perowskit (1).

Der Perowskit erscheint als Gesteinsgemengteil entweder in winzigen, oktaëdrischen Krystallen und Krystallskeletten oder in gröfseren, derben Partien von meist recht dunkler Farbe; im reflektierten Licht ist er gelblich und diamantglänzend. Die kleineren Kryställchen sind meist optisch normal, gröfsere Individuen bestehen aus sich durchkreuzenden Systemen doppelbrechender Lamellen. Einschlüsse und Zersetzung kommen nicht vor. In basischen Eruptivgesteinen, vor allem in Begleitung des Meliliths, ist er ziemlich verbreitet, aufserdem kennt man ihn aus Kontaktgesteinen. V. d. L. unschmelzbar. Von den verschiedenen, ähnlich aussehenden Mineralien, Chromspinell, Melanit etc., unterscheidet ihn die viel höhere Lichtbrechung, resp. die Reaktion auf Titansäure.

Granatgruppe (1).

Die Mineralien der Granatgruppe sind weit verbreitete Gesteinsgemengteile, die sich bald in wohlumgrenzten, am häufigsten dodekaëdrischen, seltener ikositetraëdrischen Krystallen, bald in runden oder ganz unregelmäfsigen Körnern finden. Ihre Dimensionen sind äufserst wechselnd, von Faustgröfse bis zu Mikrolithen trifft man jede Abstufung; doch sind weitaus am verbreitetsten Individuen von mittlerer Gröfse, welche meistens makroskopisch schon deutlich hervortreten. Der Almandin und die Kalkgranaten bilden oft Perimorphosen (siehe S. 41). Ähnlich diesen erscheinen die verhältnismäfsig seltenen Umwandlungen, bei welchen sich sekundär Chlorit, Amphibol oder Biotit auf Kosten des Granats bilden. Öfters zeigen die Granatindividuen randlich pegmatitähnliche Verwachsungen mit andern Mineralien, wie Pyroxen, Spinell etc. Die Spaltbarkeit nach dem Dodekaëder ist meistens nur angedeutet; dagegen sind die Granatkrystalle infolge ihrer Sprödigkeit meistens sehr rissig, ohne dafs die Risse eine krystallographische Orientierung aufweisen. Optische Anomalien sind verbreitet, aber so ziemlich auf die Gruppen der titanfreien Kalkgranaten und der Mangangranaten beschränkt. Bald besteht dann der ganze Krystall gleichmäfsig aus einzelnen optisch verschiedenen Feldern, bald ist aufserdem ein zonarer Wechsel verschieden stark doppelbrechender Anwachsschichten vorhanden. Die Verteilung der doppelbrechenden Felder

entspricht stets einer etwa vorhandenen krystallographischen Form. Der Krystall scheint zusammengesetzt aus ebensoviel Pyramiden, als Flächen an ihm vorhanden sind. Jede Fläche ist dann die Basis einer Pyramide, deren Spitze im Zentrum des Krystalls liegt. Die Doppelbrechung dieser Sektoren ist sehr wechselnd, sie kann die des Quarzes übersteigen. Dieselben sind optisch zweiachsig, positiv mit öfters sehr starker Dispersion $\rho < v$ und $2V = 56^0$ bis 90^0; anomale Interferenzfarben sind häufig. Die einzelnen Felder sind meist wieder sehr wenig einheitlich, sondern aus mehr oder minder regelmäfsig abgegrenzten, verschieden orientierten Teilen aufgebaut. Das Dodekaëder ist die häufigste Form der Granatkrystalle, daher die optische Struktur meist die sogen. Dodekaëderstruktur, von welcher Fig. 13 einen Schnitt parallel zur Dodekaëderfläche, Fig. 14 einen solchen parallel zur Oktaëderfläche, letzteren aus der Mitte eines Krystalls mit deutlicher Zonarstruktur darstellt. Hin und wieder, namentlich beim Almandin, tritt ein ähnlicher Aufbau durch die Anordnung von Einschlüssen hervor, oder dadurch, dafs die Krystalle nach den Anwachspyramiden leicht zerbrechen, ohne dafs gleichzeitig eine Wirkung auf das polarisierte Licht vorhanden wäre.

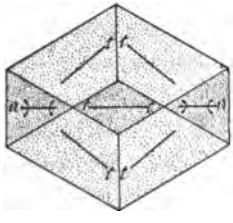


Fig. 13.

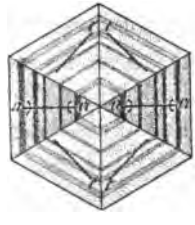


Fig. 14.

Optisch anomaler Granat, Schnitt parallel zum: Dodekaëder, Oktaëder.

Der Almandin ist das am weitesten verbreitete Glied der Granatgruppe: gröfsere makroskopisch weinrote, durchsichtige Krystalle bezeichnet man als edlen, die häufigeren durch Einschlüsse oder Risse getrübten, roten bis gelbroten Varietäten als gemeinen Granat; im Dünnschliff erscheinen beide rötlich. Der Almandin findet sich nicht gerade häufig in allen Gruppen der Eruptivgesteine mit Ausnahme der basischsten; verbreiteter ist er in den krystallinischen Schiefern und Kontaktgesteinen, in denen er meistens makroskopisch schon deutlich hervortritt. Im Plagioklas zentralalpiner Granite trifft man auch mikrolithische, meist sehr scharf umgrenzte Individuen von Granat, welche vielleicht zum Almandin gehören, oft in solcher Menge, dafs das ganze Gestein schon makroskopisch rötlich erscheint. Aus glimmerreichen Gesteinen lösen sich die gröfseren, gut

grenzten Krystalle meist leicht heraus, in glimmerärmeren brechen sie durch. Manchmal ist das Mineral in Chlorit oder Hornblende umgewandelt, doch besitzt es grofse Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärilien und findet sich daher oft auf sekundärer Lagerstätte. Feinste Skelettbildungen von Almandin wurden in klastischen Gesteinen nachgewiesen, über deren Bildung nichts Näheres bekannt ist. Dem Almandin sehr ähnlich in seinem Vorkommen als Gesteinsgemengteil ist der viel seltenere Mangangranat, der Spessartin, der aufserdem auf Pegmatitgängen besonders verbreitet ist; derselbe findet sich in winzigen Individuen massenhaft in den Wetzschiefern der Ardennen.

Der Pyrop, meist etwas chromhaltig, ist beschränkt auf Olivingesteine und deren Abkömmlinge, die Serpentine. Er zeigt nur selten undeutliche Krystallform, welche hexaëderähnlich zu sein scheint. Seine Individuen sind meist makroskopisch an ihrer blutroten Farbe deutlich erkennbar, arm an Einschlüssen und Rissen, daher oft durchsichtig (Kaneelstein). Besonders bezeichnend ist das Auftreten einer fein radialfaserigen Randzone von sogen. Kelyphit, der zum Teil aus Hornblendemineralien besteht, meist aber ein Gemenge darstellt; derselbe ersetzt öfters auch den Pyrop vollständig. Man fafst ihn wohl am richtigsten als ein Produkt magmatischer Resorption des bereits gebildeten Pyrops durch den magnesiareichen Schmelzfluís auf.

Von den Kalkgranaten trifft man die eisenreicheren Hessonite und den Topazolith nur auf Klüften und in sonstigen Neubildungen innerhalb der Gesteine; Grossular und eisenarmer Hessonit sind öfters eigentliche Bestandteile der kontaktmetamorphen Kalke und Kalksilikathornfelse. Wo sie im Kalkspat eingewachsen sind, erscheinen sie krystallographisch begrenzt, meist mit eigentümlich gerundeter, „geflossener" Oberfläche, oder sie bilden körnige Aggregate ohne deutliche Krystallform. Die eisenarmen Kalkgranaten sind leicht, die eisenreichen schwer schmelzbar. Melanit wird mit Perowskit und Chromspinell verwechselt, man unterscheidet ihn durch die gewöhnlich vorhandene zonare Färbung; öfter ist nur auf chemischem Wege eine Erkennung möglich. Farblose Granaten können dem Periklas ähnlich sein, der aber sehr vollkommene Spaltbarkeit hat, oder dem Spinell, welch letzterem die oktaëdrische Krystallform kaum je fehlt. Doppelbrechende Varietäten sind dem

Vesuvian und den schwach doppelbrechenden Gliedern der Epidotgruppe oft so ähnlich, dafs eine Entscheidung überhaupt nicht möglich ist. Almandin und Pyrop dagegen geben zu Verwechslungen keinen Anlafs. Die Farbe der Kalkgranaten ist verschieden, der Grossular meist sehr licht rötlich, gelblich, grünlich, im Dünnschliff völlig farblos, der Hessonit (in braunen oder dunkelgrünen Varietäten auch Aplom oder Allochroït genannt) intensiver, und dann auch noch im Dünnschliff deutlich gefärbt; doch steht der Grad der Färbung mit dem Eisengehalt in keiner direkten Beziehung. Auf die optischen Anomalien, welche gerade bei dieser Reihe gewöhnlich sind, wurde schon hingewiesen. Bemerkenswert sind vollständig dichte, splitterig brechende Aggregate von Grossular, welche namentlich innerhalb der Olivingesteine und Serpentine in Knollen vorkommen, und die einen Teil des sogen. Saussurits bilden, oder ebensolche von Hessonit, welche an den Salbändern Hessonit führender Gänge in den gleichen Gesteinen als nachweisbares Umwandlungsprodukt des Olivingesteins selbst vorhanden sind. Bei den Kalkgranaten tritt häufig eine wohlausgebildete Zonarstruktur auf, welche bei den titanhaltigen zur Regel wird; bezeichnenderweise kennt man eine solche am Almandin und Pyrop nicht.

Der Melanit findet sich in verhältnismäfsig titanarmen Varietäten hin und wieder in Kontaktgesteinen, die titanreichen sind auf alkalireiche Eruptivgesteine (Nephelinsyenit, Phonolith) beschränkt. Sie sind makroskopisch schwarz und pechglänzend, im Dünnschliff braun durchsichtig in verschiedenen Nuancen. Einschlüsse sind in demselben nicht in allzu grofser Menge zu beobachten.

Spinellgruppe (1).

Die Mineralien der Spinellgruppe (vgl. Magneteisen und Chromeisen S. 49 u. 50) finden sich in scharfen, stets oktaëdrischen Krystallen und Zwillingen nach dem Spinellgesetz, seltener in unregelmäfsigen Körnern, und sind stets optisch normal. Sie gehören zu den härtesten und widerstandsfähigsten Gesteinsgemengteilen, man trifft sie daher öfters auf sekundärer Lagerstätte.

Der Chromspinell, Picotit, bildet winzige Krystalle fast überall im Olivin, an dessen Gegenwart sein Auftreten gebunden ist; als selbständiger Gemengteil der Peridotite zeigt er meist keine Krystallform. Makroskopisch ist er schwarz und halbmetallisch glänzend, unter dem Mikroskop beobachtet man keinen Metallglanz; im durchfallenden Licht ist seine Farbe braun, r lichter als die des Chromeisens. Die Eisenspinelle, Pleonast

Hercynit (und diesen sehr ähnlich der in gewissen Erzlagerstätten vorkommende Zinkspinell, Kreittonit) sind makroskopisch schwarz und gemein glänzend mit grünem Strich, im Dünnschliff grün durchsichtig. Der gemeine Spinell endlich zeigt verschiedene Farben, rot, grün, blau, violett, ist aber im Dünnschliff stets farblos. Der letztere ist ein charakteristisches Produkt der Kontaktmetamorphose, oft, namentlich in kalkspatreichen Gesteinen, schon makroskopisch erkennbar. Seltener trifft man den Eisenspinell auch in andern Gesteinen, wie den Granuliten und Lherzolithen. In den sogen. gefritteten Gesteinen findet man winzigste Mikrolithen farblosen Spinells, bei welchen nur noch die hohe Lichtbrechung zur Bestimmung dienen kann. In allen Fällen kann man die Spinelle infolge ihrer Unangreifbarkeit leicht aus den Gesteinen isolieren. Die Unterscheidung der Spinelle von Perowskit und Granat siehe bei diesen; von Periklas trennt sie der Mangel einer Spaltbarkeit und ihr chemisches Verhalten.

Periklas (2).

Ein nicht allzu seltener Gemengteil kontaktmetamorphischer Kalke ist der Periklas, welcher meist in kleinen, makroskopisch farblosen bis grünlichbraunen Oktaëdern mit gerundeter Oberfläche auftritt. Wo er frisch ist, läfst er sich durch Spaltbarkeit und Lichtbrechung sehr leicht erkennen; meist aber ist er stark umgewandelt und zu schuppigen Aggregaten von Magnesiahydroxyden (z. B. im Predazzit) oder von Serpentin zersetzt, wobei seine Spaltbarkeit manchmal erhalten bleibt.

Leucit (2).

Der Leucit findet sich fast ausschliefslich in ringsum ausgebildeten Ikositetraëdern in den alkalireichen Gesteinen der Phonolith- und Basaltreihe. Die Krystalle sind bald sehr grofs, bald bilden sie eigentliche Mikrolithen, bei welch letzteren eine sichere Bestimmung sehr schwierig ist. Die Umrisse sind meist stark gerundet, auch Skelettbildung und magmatische Korrosion ist nicht selten. Die kleinen Krystalle sind optisch stets normal, gröfsere bestehen aus komplizierten lamellaren Zwillingsverwachsungen und Durchkreuzungen solcher, so dafs sich gewöhnlich im polarisierten Licht ein höchst charakteristisches Bild ergiebt, wie dies Fig. 15 darstellt. Beim Erhitzen auf 500° verschwindet diese anormale Beschaffenheit, um bei der Abkühlung wiederzukehren. Eine besonders charakteristische Eigenschaft des Leucits ist die Häufigkeit von Einschlüssen, welche gewöhnlich gesetzmäfsig, zonar oder radial angeordnet sind und aus krystallisierten Mineralien, aus Schlacke oder farblosem bis bräunlichem

Fig. 15. Leucit mit Gitterlamellierung.

Glas bestehen; auch tangential um die Krystalle des Leucits angeordnete Nadeln verschiedener Mineralien beobachtet man öfters (Ocellarstruktur). Infolge seiner leichten Angreifbarkeit ist er oft in Aggregate von Analcim und andern Zeolithen umgewandelt.

Wo er in Mikrolithen auftritt, wird er sehr leicht übersehen, doch unterscheidet auch diese die Anordnung der Einschlüsse gegenüber von allen übrigen Mineralien. Wo er derbe, optisch anormale Aggregate bildet, kann er wohl mit Mikroklin verwechselt werden, der aber ein ganz anderes Verbreitungsgebiet hat; fehlen die optischen Anomalien und die Krystallform, so ist seine Unterscheidung von Gesteinsglas kaum möglich.

Glas (2).

Glasige Substanz als hauptsächlichen oder untergeordneten Gesteinsbestandteil trifft man nur in Gesteinen, welche eine rasche Erstarrung aus dem Schmelzflufs durchgemacht haben, so in verhältnismäfsig wenig mächtigen Eruptivgängen, die weit von dem vulkanischen Herd sich abzweigen, in den oberflächlich ergossenen Gesteinen und deren Auswürflingen, sowie in solchen Gesteinen oder Gesteinsbruchstücken, welche eine partielle Schmelzung (Frittung) erlitten haben. Das in den Gesteinen auftretende Glas kann sehr verschiedene Zusammensetzung haben, doch neigen die kieselsäurereichen Mischungen im allgemeinen mehr zu glasiger Ausbildung als kieselsäurearme. Wenn auch Andesit-, Diabas- und Basaltgläser nicht fehlen, so sind doch die Gebiete der Quarzporphyre, Liparite und Trachyte sehr viel reicher an Gesteinsgläsern. Diese sind zum Teil wasserfrei, zum Teil weisen sie einen ursprünglichen Wassergehalt bis zu 6 und 8% auf. Erstere nennt man Obsidian, letztere Pechstein, dazwischen stehen die Perlite mit 2½ bis 3% Wasser. Das spezifische Gewicht ist stets nieder, bis 2,4 beim Obsidian, bei basischen Gläsern bis 2,5 ansteigend, bei wasserhaltigen bis 2,25 sinkend. Ihr chemisches Verhalten ist entsprechend der wechselnden Zusammensetzung sehr verschieden; im allgemeinen werden Gläser von den Atmosphärilien rascher angegriffen, von Flufssäure leichter gelöst als der gröfste Teil der krystallisierten Gesteinsbestandteile. Von Salzsäure werden die meisten Gesteinsgläser nur wenig beeinflufst, hin und wieder aber beobachtet man namentlich unter den natronreicheren, basaltischen Gläsern solche, welche mit Salzsäure gelatinieren. In der Umgebung von Einschlüssen erscheinen die Gesteinsgläser öfters durch Spannung doppelbrechend (Brewstersches Kreuz, siehe Anl. S. 107). Der Obsidian bildet zum Teil den vorherrschenden Bestandteil von Gesteinen, in welchen dann meist nur wenige Entglasungsprodukte auftreten. Er ist sehr spröde, hat vollkommen muscheligen Bruch, Glasglanz und besitzt fast stets dunkle, graulichschwarze bis sammetschwarze Färbung. Im Dünnschliff zeigt er bald noch deutlich erkennbare Farben, bald ist er vollständig farblos, oft auch von dunkeln Trichiten erfüllt. Beim Erhitzen bläht er sich oft zu schaumigen Massen auf, welche lichtgrau bis weifs sind und als Bimsstein bezeichnet werden. Bimsstein in Form von Auswürflingen und Bomben findet sich auch in der Natur häufig in Begleitung von Obsidian.

Als Perlit bezeichnet man Gesteinsgläser, welche von krummen Absonderungsrissen in ihrer ganzen Masse durchzogen sind, so dafs sie leicht in rundliche Gebilde zerfallen, welche wieder zwiebelschalenähnliche Struktur haben; sie sind meist noch leichter als der Obsidian, wohl infolge der vielen Risse.

Der Pechstein endlich ist makroskopisch pechglänzend und recht verschiedenartig gefärbt, grün, gelb, rot oder schwarz; der pechartige Glanz dürfte im allgemeinen auf die fast stets ziemlich reichliche Entwicklung mikrolithischer Krystallisationen zurückzuführen sein.

Die normalen Gesteinsgläser haben die chemische Zusammensetzung der entsprechenden krystallinisch entwickelten Gesteine; in zahlreichen Fällen aber beobachtet man, dafs teilweise oder ganz resorbierte Einschlüsse den Anlafs zu einer glasigen Ausbildung gegeben haben, indem durch die chemischen Bestandteile des Einschlusses das auflösende Magma seine Fähigkeit zu krystallisieren verloren hat. Auf solche Erscheinungen dürfte es z. B. zurückzuführen sein, dafs bei basischen Ergufsgesteinen glasige Ausbildungsformen mehr oder minder rundliche Putzen innerhalb der normalen Gesteine bilden, oder dafs nur am Salband gegen bestimmte Gesteine diese Platz greifen, während sie an der Grenze gegen andere fehlen. In solchen Fällen weist die chemische Analyse fast stets gröfsere Abweichungen von der normalen Zusammensetzung auf. Die Gesteinsgläser zeigen oft die Erscheinungen einer ausgesprochenen Fluidalstruktur. Verschieden gefärbte Bänder, oft auch vermengt mit mikrofelsitischen Lagen, setzen, in der mannigfachsten Weise durcheinandergeknetet (Marekanit), das Gestein zusammen, so dafs es den Anschein hat, als wären die verschiedenen Lagen schon in flüssigem Zustand nicht miteinander mischbar gewesen. Auch die Abwechslung stärker und weniger stark entglaster Lagen, poröser und kompakter Schichten sind an den Gesteinsgläsern nicht selten.

Wo das Glas als untergeordnete Basis zwischen den krystallinischen Gemengteilen in Form feinster Häutchen auftritt, ist es, wenn farblos, sehr schwierig nachzuweisen, resp. von Nephelin oder von Zeolithen zu unterscheiden, zumal besonders gerne in solchen Fällen, wo infolge von Spannung ein geringes Mafs von Doppellbrechung vorhanden ist. Bildet es den letzten Krystallisationsrückstand, so ist es stets reicher an Kieselsäure als das normale Gestein.

Analcim (2).

Der Analcim ist als Gesteinsgemengteil nur als sekundäres Produkt in alkalireicheren Eruptivgesteinen bekannt und gewöhnlich aus Nephelin oder Leucit entstanden; er hat dann keine eigene Krystallform; Krystalle trifft man nur auf Hohlräumen. Hin und wieder sind optische Anomalien vorhanden, ähnlich aber meist viel schwächer wie beim Granat. Im übrigen ist man auf den chemischen Nachweis des Natrongehaltes und auf das Verstärken der Doppelbrechung, resp. das Trübewerden beim Erhitzen angewiesen, da das Mineral keine charakteristische Mikrostruktur und keine auffallenden Eigenschaften besitzt. Man verwechselt es am leichtesten mit Leucit, Sodalith und Nephelin.

Sodalithgruppe (2).

Die gewöhnliche Krystallform der Mineralien der Sodalithgruppe ist das Dodekaëder; die Durchschnitte sind daher

quadratisch oder sechsseitig, oft etwas verzerrt, die Kanten sind meistens gerundet; hin und wieder trifft man den Sodalith, seltener die andern, in unregelmäfsigen Körnern. Sie finden sich nur in den basischeren, natronreichen Eruptivgesteinen, welche frei von primärem Quarz sind und bilden die leichtest angreifbaren Teile; sie sind daher häufig umgewandelt, besonders zu Natrolith und andern Zeolithen, welche eisblumenähnliche Aggregate bilden (Spreustein). Anderntheils kennt man Zersetzung zu dichten Aggregaten von Glimmer oder endlich zu amorphen steinmarkähnlichen Massen. Der Sodalith ist verbreiteter in den körnigen Tiefengesteinen, makroskopisch farblos oder höchstens sehr licht blau oder grünlich gefärbt, im Dünnschliff stets farblos; Hauyn und Nosean trifft man häufiger in den Ergufsgesteinen, bald farblos, bald grau, gelb, grün, rot oder namentlich tiefblau gefärbt. Sodalith ist leicht, Hauyn schwer, Nosean sehr schwer schmelzbar. Hauyn und Nosean haben in gewissen, an sich farblosen Vorkommnissen die Eigenschaft, dafs sie beim Erhitzen eine intensiv blaue Farbe annehmen. Werden solche Varietäten mit Flufssäure und Silbernitrat behandelt, so scheiden sie schwarzes Schwefelsilber ab, während Sodalith sich dabei mit Chlorsilber überzieht. Häufig beobachtet man in den Sodalithmineralien gesetzmäfsig eingelagerte schwarze Stäbchen, welche den Durchschnitt nur schwer durchsichtig erscheinen lassen und sich besonders am Rande der Krystalle anhäufen (Fig. 16). Derartige meist ziemlich schmale, aber vollständig opake Ränder beobachtet man besonders an denjenigen Krystallen, welche stark abgerundet und durch das schmelzflüssige Magma korrodiert sind. Bei der Zersetzung bildet sich aus diesen dunkeln Einschlüssen Eisenoxyd, welches den Durchschnitt rot färbt. Auch sonstige Einschlüsse, Erz, Pyroxen etc. sind häufig. Wo Krystallform fehlt, sind die gesetzmäfsig orientierten Stäbchen neben der schwachen Lichtbrechung oft das einzige Charakteristikum. Die Unterscheidung der verschiedenen Glieder untereinander ist nur chemisch möglich. Von andern ähnlich vorkommenden Mineralien unterscheidet sie die gegenüber vom Kanadabalsam niederere Lichtbrechung, welche eventuell eine Verwechslung mit Zeolithen oder mit Tridymit veranlassen kann.

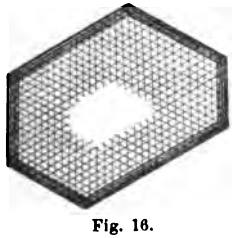


Fig. 16.
Hauyn mit gesetzmäfsig angeordneten Einschlüssen.

Anhangsweise mag der Lasurit erwähnt werden, der meist in unregelmäfsigen Körnern auftretende, färbende Gemengteil des Lapis Lazuli, welcher das Schwefelnatrium enthaltende Glied der Sodalithgruppe darstellt und die blaue Farbe der übrigen bedingt. Der Lapis Lazuli soll ein Kontaktgestein sein.

Opal (2).

Der Opal ist als Gesteinsgemengteil nur selten makroskopisch sichtbar und bald als Edelopal mit dem charakteristischen Farbenspiel, bald als Halbopal entwickelt und durch zahlreiche Einschlüsse getrübt; man findet ihn auch in Pseudomorphosen nach Feldspat und andern Mineralien, in stark zersetzten Eruptivgesteinen, sowie in den Tuffen. In mikroskopischen Partien von durchaus unregelmäfsiger Form, oft von Tridymit durchwachsen, ist er nicht eben selten, aber auf solche Gebiete beschränkt, wo sich intensive postvulkanische Prozesse abgespielt haben. Unter dem Mikroskop ist er stets farblos, kenntlich durch die sehr schwache Lichtbrechung. Öfter zeigt er anomale Doppelbrechung (Brewstersches Kreuz). Gegenüber von Gesteinsglas unterscheidet ihn die niedere Lichtbrechung, welche den Opal mit deutlichem Relief im Dünnschliff hervortreten läfst. Da er in heifser Kalilauge löslich ist, kann man ihn mittels dieser Reaktion auch noch bestimmen, wo er sich der mikroskopischen Untersuchung entzieht.

Flufsspat (Fluorit) (2).

Als eigentlicher Gesteinsgemengteil ist Flufsspat sehr selten; er findet sich dann nur in Körnern, besonders in der Nachbarschaft der Zinnerzgänge, und ist, wenn violett, leicht erkennbar; sehr schwierig wird das Auffinden desselben, wenn er farblos ist, zumal er oft optisch anormal erscheint. Dann kennzeichnet ihn die Eigenschaft, dafs er das am schwächsten lichtbrechende, gesteinsbildende Mineral ist.

3. Optisch einachsige Mineralien.

Die gesteinsbildenden Mineralien des tetragonalen und hexagonalen Krystallsystems sind bald lang bald gedrungen prismatisch mit oder ohne pyramidale Endigung, bald sind sie taflig nach der Basis oder vorherrschend pyramidal, resp. rhomboëdrisch ausgebildet. Die Durchschnitte aus der Prismenzone rings umgrenzter Krystalle sind langgestreckte oder dem Quadrat sich nähernde Rechtecke mit oder ohne auf der kurzen oder langen Seite aufgesetztes Dach, oder aber Rhomben mit oder ohne Abstumpfung der Ecken. Im ersteren Fall ist die Auslöschung stets parallel und senkrecht zu den Seiten des Rechtecks, in letzterem halbiert diese Richtung die Winkel des Rhombus.

Die möglichst genaue Orientierung eines Schnittes parallel zur Hauptachse ergiebt sich im parallelen polarisierten Licht dadurch, dafs man unter zahlreichen Durchschnitten eines und desselben Minerals denjenigen auswählt, welcher die höchste Interferenzfarbe zeigt, die gleichzeitig den Mafsstab für die Höhe der Doppelbrechung abgiebt. Im konvergenten polarisierten Licht beobachtet man in diesen eine nach zwei Ebenen symmetrische Verteilung der Farben in hyperbelähnlichen Kurven, wobei ein Sinken der Interferenzfarben in denjenigen Quadranten stattfindet, durch welche die optische Achse geht, während die

beiden andern eine Erhöhung gegenüber dem Mittelfeld aufweisen. Da bei prismatisch ausgebildeten, optisch einachsigen Mineralien die optische Achse gleichzeitig Achse der Hauptzone ist, ist bei diesen der optische Charakter der Hauptzone *Ch z* gleich demjenigen, welcher dem Mineral selbst eigen ist: *Ch m*. Sind optisch einachsige Mineralien aber nach der Basis taflig, so steht die optische Achse senkrecht zur Hauptzone; der optische Charakter der Hauptzone ist entgegengesetzt demjenigen des Minerals.

Schnitte optisch einachsiger Mineralien senkrecht zur Achse, welche beim Drehen zwischen gekreuzten Nicols dunkel bleiben, erscheinen bei tetragonalen Mineralien quadratisch, seltener achtseitig, bei hexagonalen sechsseitig, resp. dreiseitig oder in seltenen Fällen durch das Hinzukommen trigonaler Formen auch neunseitig. Solche Durchschnitte geben im konvergenten Licht das Achsenbild optisch einachsiger Krystalle. Häufig sind bei gewissen gesteinsbildenden Mineralien dieser Gruppe optische Anomalien, welche sich entweder nur im konvergenten Licht in einer geringen Öffnung des schwarzen Kreuzes beim Drehen äufsern, oder schon im parallelen Licht durch das Auftreten doppelbrechender Sektoren im basischen Schnitt zu erkennen sind. In diesen beobachtet man im konvergenten Licht den senkrechten Austritt einer Bisektrix um einen kleinen oder gröfseren Achsenwinkel, wobei die optische Achsenebene in jedem Sektor entweder parallel oder senkrecht zur Höhenlinie desselben liegt. Doch sind diese Erscheinungen meist viel weniger prägnant als die analogen der regulären Krystalle. Die Zirkularpolarisation des Quarzes endlich wird im Dünnschliff nicht beobachtet.

Rutil (3).

Der Rutil ist sehr weit verbreitet, aber meist nur in untergeordneter Menge vorhanden. Nur im Zusammenhang mit gewissen besonders intensiven Zersetzungsprozessen trifft man ihn in gröfserer Menge. Er zeigt zum Teil gute, fast stets langprismatische Krystallform, welche schon an den winzigsten Mikrolithen in den Thonschiefern, den sogen. Thonschiefernädelchen, recht deutlich ist; zum Teil findet man ihn in gerundeten Körnern oder endlich in gröfseren derben Partien, die wohl auch schon makroskopisch sichtbar sind, dem bloſsen Auge durch ihre schwarzrote Farbe und den metallähnlichen Diamantglanz kenntlich. Zwillinge nach (101) $P\infty$ (Fig. 17) mit ihrem knieförmigen oder nach (301) $3P\infty$ mit ihrem herzförmigen Querschnitt (Fig. 18), sind namentlich bei den kleineren Individuen verbreitet. Bei den derben Massen tritt an ihre Stelle eine Zwillingslamellierung nach dem ersten Gesetz; in solchen beobachtet man auch meist die prismatische Spaltbarkeit in scharfen Rissen, welche den andern oft fehlt.

Der Rutil hat von allen gesteinsbildenden Mineralien die höchste Licht- und Doppelbrechung; erst winzige Mikrolithen zeigen lebhaf

Interferenzfarben, wenn sie nicht infolge der Totalreflexion überhaupt opak erscheinen. Die wechselnde Farbe ist bald mit einer

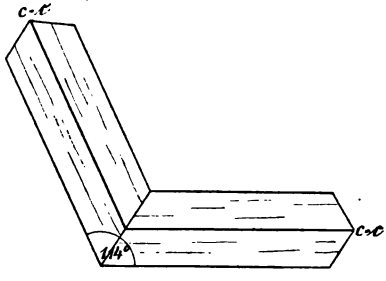


Fig. 17.

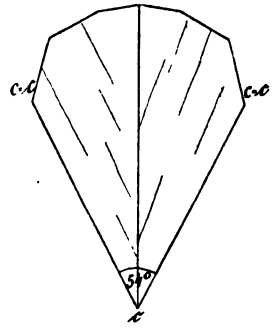


Fig. 18.

Rutilzwillinge

nach (101) P∞ nach (301) 3P∞.

kräftigeren Absorption des aufserordentlichen Strahls verbunden, bald fehlt der Pleochroïsmus völlig, wie besonders in den in Amphiboliten und Eklogiten verbreiteten lichtgelben Körnern; dunkel und meist kräftig pleochroïtisch pflegen gröfsere, derbe Partien zu sein, welche im reflektierten Licht halbmetallischen Glanz aufweisen.

Von den Atmosphärilien wie von Säuren (mit Ausnahme von heifser konzentrierter Schwefelsäure) wird er nicht angegriffen. Doch trifft man ihn in der Natur öfter zu Leukoxen (siehe Titaneisen) verändert, oder man findet Körner von Rutil, welche einen einheitlichen Rand von Titanit aufweisen, der aus jenem hervorgegangen zu sein scheint. Besonders häufig ist er selbst secundärer Entstehung, namentlich bei der Zersetzung titanhaltiger Hornblenden und Biotite gebildet. In letzterem Fall beobachtet man oft, dafs die dünnen Nädelchen sich unter 60° durchkreuzen und ein Gitter bilden, das man als Sagenit bezeichnet hat. Ähnliche wohl auf Zwillingsbildung zurückzuführende Verwachsungen treten auch als primäre Einschlüsse im Glimmer auf. Über pleochroïtische Höfe um Einschlüsse von Rutil vgl. S. 43. In den Eruptivgesteinen ist primärer Rutil selten, weit verbreitet ist er in krystallinischen Schiefern und Kontaktgesteinen; ferner trifft man ihn, meist in der Form der Thonschiefernädelchen, in zahlreichen Trümmergesteinen.

Sehr dunkel gefärbter Rutil kann mit opaken Erzen verwechselt werden; man unterscheidet ihn durch den diamantartigen

Glanz im reflektierten Licht. Von Zinnerz kann man ihn häufig mikroskopisch gar nicht unterscheiden. Dagegen sind gegenüber von Anatas die hohen Interferenzfarben (Weifs höherer Ordnung) charakteristisch.

Anatas (3).

Der Anatas ist als gesteinsbildender Gemengteil häufig taflig ausgebildet, seltener sind spitzpyramidale Formen oder er bildet körnige Aggregate. Meist sind seine Individuen klein und von fleckiger Färbung, blau, gelb oder farblos; die stärkere Absorption des ordentlichen Strahls ist nur selten deutlich wahrnehmbar. In der Hauptsache ist das Mineral sekundär bei der Zersetzung titanhaltiger Silikate entstanden und findet sich daher namentlich in stark veränderten Gesteinen (Kaolin). Man verwechselt ihn mit Zirkon, von dem ihn die fleckige Färbung und der optische Charakter unterscheidet, oder mit Rutil resp. Titanit, gegenüber von welchen seine viel geringere Doppelbrechung charakteristisch ist.

Anhangsweise mag hier bemerkt werden, dafs in den Schliffen dem Anatas sehr ähnliche Körner von Carborundum vorhanden sein können, welche dem Schleifmaterial entstammen. Die optischen Eigenschaften dieser gleichfalls optisch einachsigen, blauen und pleochroïtischen Substanz sind denjenigen von Anatas sehr ähnlich, von welchem sie der positive Charakter der Doppelbrechung unterscheidet.

Zinnerz (Kassiterit) (3).

Das Zinnerz ist ein seltener Gemengteil der Lithionitgranite und ihrer kontaktmetamorphisch umgewandelten Umgebung. In den Gesteinen sind Krystalle nicht häufig; dieselben zeigen, wenn sie pyramidal sind, die charakteristischen Zwillinge nach (101) $P\infty$, oder sie sind prismatisch und einfach; das Gewöhnliche aber sind Körner. Farblos ist das Zinnerz selten, häufiger gelb, braun oder namentlich tiefrot gefärbt, und in letzterem Fall kräftig pleochroïtisch. Gewöhnlich ist eine zonare oder fleckige Verteilung der Farbe. Wo die Bestimmung namentlich gegenüber von Rutil zweifelhaft ist, schmilzt man es in einer durch Kupferoxyd blau gefärbten Boraxperle, welche durch das kleinste Körnchen rubinrot wird.

Zirkon (3).

Der Zirkon ist ein äufserst verbreiteter, aber stets nur in geringer Menge und meist in winzigen Individuen auftretender Gesteinsgemengteil, bald in wohlausgebildeten, kurz- oder langprismatischen Krystallen (Fig. 19 auf S. 66), bald in rundlichen Körnern, welche stets farblos sind und sich durch ihre lebhaften Interferenzfarben deutlich hervorheben. Makroskopisch beobachtet man den Zirkon nur selten, er hat dann rote bis bräunliche Farben und lebhaften Diamantglanz. Über pleochroïtische Höfe um Zirkon vgl. S. 43. Sehr leicht werden Kryställchen

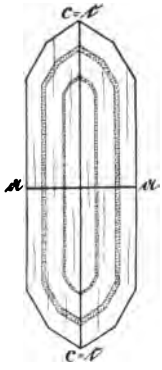


Fig. 19.
Zirkon (Xenotim). Schnitt parallel zur Hauptachse.

von Xenotim mit solchen von Zirkon verwechselt trotz der ziemlich bedeutenden Abweichung in dem optischen Verhalten, namentlich in der Höhe der Interferenzfarben. Zumal Krystalle mit zonarer Trübung wie Fig. 19 erwecken den Verdacht, dafs sie zum Xenotim gehören, welcher leicht zersetzlich ist. Eine sichere Unterscheidung ist nur auf chemischem Wege möglich durch die völlige Unlöslichkeit des Zirkons in der Phosphorsalzperle resp. die Heparreaktion des Xenotims.

Xenotim (Hussakit) (3).

Die Verbeitung des Xenotims in den Gesteinen läfst sich bis heute noch nicht übersehen; vor allem scheint er in kieselsäurereichen Eruptivgesteinen und in den daraus entstandenen Trümmergesteinen neben oder an Stelle des Zirkons vorhanden zu sein. Man erkennt ihn leicht, wo er in stumpf pyramidalen Krystallen auftritt, die noch dazu öfter parallel mit prismatischen Zirkonkrystallen verwachsen sind. Aufserdem aber bildet er selbst prismatische Krystalle, wie Fig. 19, welche von Zirkon sehr schwer zu unterscheiden sind. Die höheren Interferenzfarben, bei nicht zu dünnen Krystallen das Weifs höherer Ordnung, sowie ein bei genauer Beobachtung deutlicher Pleochroïsmus (ω lichtrosenrot, ε blafsgelblich) ermöglichen die Erkennung desselben. Die pyramidalen Krystalle sind meist stark durch Zersetzung getrübt, auch unter den prismatischen, welche man bisher schlechtweg als Zirkon bezeichnete, sind solche Trübungen weit verbreitet; seltener sind vollständig klare prismatische Krystalle (Hussakit). Den sichersten Nachweis des Xenotims giebt die Heparprobe mit sorgfältig isoliertem Material; doch geben nur frische Varietäten diese Reaktion, da die Schwefelsäure mit der Trübung verschwindet. Vor dem Lötrohr schmilzt er sehr schwer und färbt mit Schwefelsäure befeuchtet die Flamme blaugrün; in der Phosphorsalzperle wird er langsam zersetzt.

Korund (3).

Der Korund zeigt wechselnden Habitus: spitzpyramidale, in Tonnenform (Fig. 20) übergehende Krystalle, oft mit deutlicher Zonarstruktur einesteils, dünne basische Täfelchen anderseits, sind die gewöhnlichen Formen. Die fleckig und meist wenig intensiv gefärbten, schlecht begrenzten Durchschnitte sind oft recht schwer zu erkennen, da sie, abgesehen von der starken Lichtbrechung, keine besonders charakteristische Erscheinungsform haben; nur wenn kräftigere, blaue Färbung hervortritt, ist diese und der damit verbundene Pleochroïsmus sehr charakteristisch. Hin und wieder beobachtet man einzelne Zwillingslamellen. In körnigen Aggregaten bildet er den Hauptbestandteil des Smirgels, dessen Genesis nicht bekannt ist; in dünnen Tafeln trifft man ihn namentlich in kontaktmetamorphischen Gesteinen oder als Rest resorbierter Einschlüsse in Eruptivgesteinen, in letzterem Fall blau und meist schon makroskopisch sichtbar (Sapphir). Ebenfalls mit blofsem

Auge erkennbar pflegt der Korund in körnigen Kalken und Dolomiten zu sein, in welchen er lebhaft rot (Rubin), im Dünnschliff farblos erscheint. Öfters wird man den Korund aus den Gesteinen isolieren müssen, um ihn sicher festzustellen. Seine grofse Widerstandsfähigkeit auch gegen schmelzendes Alkalikarbonat erleichtert die Isolierung. Auf das Vorhandensein kleiner Körner von Korund in Schliffen, die mit Smirgel hergestellt sind, sei kurz hingewiesen, da solche zu Verwechslungen Anlafs geben können. Der Korund unterscheidet sich von Vesuvian und Apatit durch lebhaftere Interferenzfarben; licht gefärbte Varietäten von Turmalin können ihm besonders ähnlich werden, haben indes meist stärkere Absorption. Von den zweiachsigen sind es namentlich die öfters gleichfalls blauen Mineralien, Disthen, Sapphirin und Lawsonit, mit welchen er verwechselt werden kann; dann unterscheidet die Untersuchung im konvergenten Licht.

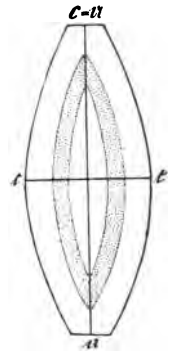


Fig. 20. Tonnenförmiger Krystall von Korund.

Vesuvian (Idokras) (3).

Nur in kontaktmetamorphen Kalken kennt man gut ausgebildete, kurz prismatische Krystalle von Vesuvian, in sonstigen Kontaktgesteinen und in den krystallinischen Schiefern bildet er unregelmäfsig begrenzte, längliche Körner. Makroskopisch lichtgrün, gelb bis braun gefärbt, wird er im Dünnschliff farblos durchsichtig (nur manganhaltige Varietäten sind deutlich rötlich). Von Salzsäure wird er schwer zersetzt und schmilzt vor dem Lötrohr unter Schäumen zu grünlichem Glase; dann giebt er mit Salzsäure Gallert. Die Vesuviane stellen eine isomorphe Mischungsreihe dar, deren eines Endglied, welches gewöhnlich vorherrscht, optisch negativ ist, während das andere schwache positive Doppelbrechung besitzt. Bei den Zwischengliedern trifft man daher die anomalen Interferenzfarben, welche oft in zonarem Wechsel auftreten. Weit verbreitet ist auch die Teilung basischer Schnitte in regelmäfsige zweiachsige Felder. Erwähnenswert sind endlich dichte, nephritähnliche Aggregate von Vesuvian, die sich in Serpentinen finden und dem Saussurit analoge Bildungen darstellen. Namentlich in letzteren ist die Erkennung desselben neben Grossular, Gehlenit oder Zoisit und Klinozoisit äufserst schwierig, zumal all diese Mineralien die anomalen Interferenzfarben gemeinsam haben. Schwer, oft nur auf chemischem Wege ist er von Apatit zu unterscheiden.

Gehlenitgruppe (3).

Gehlenit und Melilith sind wahrscheinlich isomorphe Mischungen des manchmal im Gehlenit rein auftretenden Kalkthonerdesilikates mit einem thonerdefreien Kalksilikat, das in der Natur nicht bekannt ist. Der Gehlenit bildet gerundete, gedrungen prismatische Krystalle in kontaktmetamorphen Kalken, deren Länge meist ziemlich gleich ihrer Dicke ist, der Melilith häufiger schlecht umgrenzte Tafeln nach der Basis, welche auf kieselsäurearme Eruptivgesteine beschränkt zu sein scheinen. Der erstere ist stets fast farblos, der letztere hin und wieder durch Eisengehalt gelb mit stärkerer Absorption des aufserordentlichen Strahls, Humboldtilith. Letzterer tritt auch in grofsen, unregelmäfsig

umgrenzten Fetzen auf, welche ganz von Leucitkrystallen durchlöchert sind. Mit der Abnahme des Thonerdegehaltes nimmt die negative Doppelbrechung ab, die thonerdeärmsten Melilithe sind optisch positiv, und dazwischen giebt es eine Reihe von Mischungsgliedern, welche anomale Interferenzfarben in typischer Weise zeigen.

Beide Mineralien werden leicht umgewandelt, und namentlich der Melilith ist daher oft stark getrübt und wie mit einem matten Hauch überzogen; schliefslich gehen sie in faserige Aggregate über. Der Melilith zeigt öfters die eigentümliche Erscheinung, dafs seine Schnitte von zahlreichen dünnen, parallel zur Hauptachse angeordneten Glasstäbchen durchsetzt werden, welche von beiden Seiten in den Durchschnitt hereindringen und sich innen oft trichterförmig erweitern; man hat die Erscheinung als Pflockstruktur bezeichnet. Die Spaltbarkeit, welche sich sonst in einzelnen scharfen, senkrecht zur Hauptachse verlaufenden Rissen kenntlich macht, fehlt in solchen Fällen oft vollständig. Ein charakteristischer Begleiter des Meliliths ist der Perowskit. Der Gehlenit ist oft dem Vesuvian sehr ähnlich, ebenso zumal in den Varietäten mit anomalen Interferenzfarben (Fuggerit) dem Zoisit und Klinozoisit, von welchen öfter eine sichere Unterscheidung kaum möglich ist. Der Melilith wurde früher viel als Feldspat oder Nephelin angesehen, von welchen ihn die höhere Lichtbrechung und das häufig matte Aussehen im reflektierten Licht unterscheidet.

Turmalin (4).

Unter dem Namen Turmalin fafst man eine Gruppe sehr kompliziert zusammengesetzter, borsäurehaltiger Silikate zusammen; man unterscheidet den makroskopisch sehr blassen, im Dünnschliff farblosen Lithionturmalin, welcher als eigentlicher Gesteinsgemengteil kaum vorkommt, von dem kräftig grün, blau oder braun gefärbten Magnesiaturmalin, dessen Farbe im Dünnschliff meist sehr licht ist. Der titanhaltige Eisenturmalin endlich oder Schörl ist makroskopisch schwarz und pechglänzend, im Dünnschliff kräftig gefärbt und durch die sehr starke Absorption des ordentlichen Strahls ausgezeichnet.

Der Schörl findet sich öfters in Krystallen mit zonarem Aufbau aus verschieden tief gefärbten Schichten. Die hemimorphe Endausbildung, welche Fig. 11 S. 44 erkennen läfst, ist nur selten deutlich, um so charakteristischer sind die drei- bis neunseitigen Querschnitte (Fig. 21). Die im Dünnschliff lichtgefärbten, meist blauen Varietäten bilden dagegen meist nur lappige Fetzen ohne eine Andeutung von Krystallform. Radialstrahlige Aggregate (Turmalinsonnen) sind bei beiden verbreitet; öfters findet man auch, dafs ein einerseits wohlbegrenzter Krystall von dunklem Turmalin nach der andern Seite

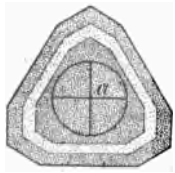


Fig. 21. Turmalin. Querschnitt.

als zerfasertes Aggregat von lichtem weitergewachsen ist. Die tiefgefärbten Varietäten sind durch die kräftige Absorption senkrecht zur Hauptzone genügend charakterisiert, ein ausreichendes Kennzeichen gegenüber den Mineralien der Glimmer- und Amphibolgruppe, dem Apatit etc., mit welchen wohl Verwechslungen vorgekommen sind. Die lichten, schlecht begrenzten Varietäten zeigen dieselbe, im Dünnschliff wenigstens, nur in sehr geringem Maſse; ihre Bestimmung kann daher oft schwierig werden, und Verwechslungen, namentlich mit Korund etc., liegen hier viel näher. Die optischen Eigenschaften wechseln bei den gesteinsbildenden nur wenig, dagegen ist der Lithionturmalin um vieles schwächer doppelbrechend: $\gamma - \alpha = 0 \cdot 012$. In den pleochroïtischen Höfen (vgl. S. 43) steigen Licht- und Doppelbrechung. Die Reaktion auf Borsäure dient am besten zur sicheren Bestimmung.

Als primären Gesteinsgemengteil kennt man nur den Schörl, der manchmal als Nebengemengteil granitischer Gesteine auftritt; im übrigen sind die Turmaline die bezeichnendsten Bildungen pneumatolytischer Prozesse; sie finden sich daher stets da, wo diese am intensivsten wirksam waren, in Pegmatiten, in der Umgebung der Zinnerz- und gewisser Kupfererzgänge, wo ganze Gesteine turmalinisiert sind, in den Kaolinlagerstätten etc. Auch in Kontaktgesteinen ist der Turmalin, meist in den lichter gefärbten Varietäten, äuſserst verbreitet. Kleine, häufig sehr scharf ausgebildete Krystalle von Turmalin sind in krystallinischen Schiefern aller Art vorhanden, und da das Mineral sehr widerstandsfähig ist, trifft man es auch in weiter Verbreitung in den Trümmergesteinen.

Apatit (4).

In geringen Mengen und fast stets nur in winzigen Individuen ist der Apatit ein allgemein verbreiteter Gesteinsgemengteil, in den Eruptivgesteinen meist in langprismatischen bis nadelförmigen Krystallen, sonst auch gerne in gerundeten Körnern auftretend. In den zuerst genannten Gesteinen ist er stets eines der ersten Ausscheidungsprodukte; man trifft ihn daher oft in groſser Menge als Einschluſs namentlich in den dunkeln Gemengteilen, von denen seine farblosen, leistenförmigen oder sechsseitigen Durchschnitte sich grell abheben. An Einschlüssen in ihm selbst wurden Gase, Flüssigkeiten und Glas beobachtet. Nur selten und zwar ausschliefslich in Eruptivgesteinen ist er gefärbt, graublau

oder braun mit stärkerer Absorption parallel zur Hauptzone. Infolge der schwachen Doppelbrechung geben die sechsseitigen Querschnitte kein deutliches Achsenbild. Wo die optischen Eigenschaften zur Bestimmung nicht ausreichen, kann man diese leicht durch den chemischen Nachweis der Phosphorsäure ergänzen. Gesteinsverwitterung und Zersetzung lassen den Apatit meist unversehrt; man findet ihn daher auch in weiter Verbreitung im Ackerboden. Man kann ihn in zahlreichen Fällen nur auf chemischem Wege sicher nachweisen gegenüber von Vesuvian, Zoisit und namentlich von farblosen, schwach doppelbrechenden Körnern, die vermutlich zum Orthit gehören (vgl. dort). Gegenüber von Tremolit, Sillimanit etc. unterscheidet ihn die niedere Doppelbrechung und der negative Charakter der Hauptzone.

Rhomboëdrische Karbonate (4).

Der kohlensaure Kalk ist zwar in mehreren Modifikationen bekannt, eigentlich gesteinsbildend ist jedoch nur der Kalkspat (Calcit), welcher den Hauptgemengteil der Kalksteine darstellt. Von sonstigen Karbonaten ist am weitesten verbreitet der Dolomit, der für sich ziemlich bedeutende Gesteinskomplexe zusammensetzt, während Magnesit, Eisenspat, Zinkspat etc. zwar manchmal zu gesteinsbildenden Mineralien werden können, stets aber doch mehr oder minder lokale Vorkommnisse sind, welche meist als Umwandlungsprodukte von Kalksteinen auftreten.

Der Kalkspat findet sich in rhomboëdrischen Krystallen nur in gewissen zentralalpinen Graniten eingewachsen im Quarz, sonst bildet er körnige bis faserige Aggregate, welche als Sekundärprodukte namentlich in basischen Eruptivgesteinen durch die Zersetzung kalkhaltiger Silikate entstanden sind; merkwürdig sind Pseudomorphosen von Kalkspat nach Olivin. Gröbere krystallinische Aggregate sind unter den Kontaktgesteinen und krystallinischen Schiefern weit verbreitet (Marmor). Sind in solchen Gesteinen neben Kalkspat andere in gröfserer oder geringerer Menge auftretende Mineralien vorhanden, so bildet jener stets die letzte Ausfüllung, gegen welche alle übrigen Gemengteile deutliche, aber meist gerundete und wie abgeschmolzen erscheinende Form aufweisen. Auch die gewöhnlichen Kalksteine bestehen aus einem krystallinischen, wenn auch sehr dichten Aggregat von Kalkspatkörnern. Besonders bezeichnend ist die Zwillingslamellierung nach $(01\bar{1}2)$ — $^1/_2$ R, welche häufig nur nach

einer Fläche dieser Form ausgebildet ist und öfter so fein wird, dafs das Mineral faserig erscheint. Breitere, von der Schliffläche schief getroffene Lamellen zeigen infolge der hohen Doppelbrechung oft schon ohne den Analysator deutliche Interferenzfarben (vgl. S. 44).

Der Kalk ist dem Druck gegenüber ungemein plastisch; die mannigfachen Verbiegungen, welche seine Individuen in mechanisch stark beeinflufsten Gesteinen erlitten haben, zeigt namentlich der oft sehr krummlinige Verlauf der Zwillingslamellen, die in solchen Gesteinen massenhaft zu sein pflegen. Seine leichte Löslichkeit in kalten, verdünnten Säuren unterscheidet ihn von den andern Karbonaten; spezielle Reaktionen siehe S. 33.

Durch das Weifs höherer Ordnung, welches die Karbonate auch noch im dünnsten Schliffe geben, lassen sie sich von den übrigen gesteinsbildenden Minefalien leicht unterscheiden. Manchmal wurde Kalkspat mit Titanit verwechselt, in diesem Fall ist die Bestimmung der Lichtbrechung ein sicheres Unterscheidungsmittel. Kalkspat und Aragonit unterscheidet man im Schliffe mittels der Spaltbarkeit, welche letzterem fehlt.

Der Dolomit bildet manchmal gleichfalls den Hauptbestandteil von Gesteinen; er zeigt öfter eine Andeutung von Krystallform und entweder keine Zwillingslamellen oder solche nach $(02\bar{2}1) - 2\,R$. Die Neigung zur Annahme einer Krystallform bringt den eigentümlichen, zuckerkörnigen Habitus gewisser Dolomite der Alpen hervor, welche aus ziemlich gut ausgebildeten Kryställchen von Dolomit zusammengesetzt sind, die nur wenig Zusammenhalt haben und daher leicht zu Dolomitasche zerfallen. Gleichfalls charakteristisch für Dolomit ist in andern Fällen eine drusige Struktur, wobei die Hohlräume von Dolomitkrystallen ausgekleidet werden.

Der Magnesit ist um vieles seltener und findet sich in mehr oder weniger gut ausgebildeten Krystallen ohne Zwillingslamellen; das primäre Rhomboëder ist allein vorhanden bei den im Serpentin eingewachsenen Krystallen, $(01\bar{1}2) - {}^1/_2 R$ stark gekrümmt bei den grobkörnigen Vorkommnissen, welche sich als Umwandlungsprodukte von Kalkstein charakterisieren. Sehr dichte, muschelig brechende Aggregate endlich, welche auch unter dem Mikroskop noch sehr fein struiert sind, treten manchmal in Gängen im Serpentin auf.

Von den weiteren Modifikationen des kohlensauren Kalkes vergleiche den Aragonit bei den optisch zweiachsigen Mineralien (S. 111). In den Gesteinen, und zwar als Bestandteil einzelner Pisolithe, wurde ferner der Ktypeït nachgewiesen, spez. Gew. ca. 2,65, n etwa 1,55, $\gamma - \alpha = 0{,}020$,

optisch einachsig positiv. Ferner ist der Conchit deshalb von Interesse, weil er den Hauptbestandteil der Schalen aller lebenden Mollusken und der Skelette der Cölenteraten bildet. Seine geologische Bedeutung liegt in seiner geringen Stabilität, namentlich der Leichtigkeit, mit welcher er unter dem Einfluſs magnesiahaltiger Lösungen in Dolomit übergeht; spez. Gew. = 2,85, $\alpha = 1{,}523$, $\gamma = 1{,}662$, $\gamma - \alpha = 0{,}139$, optisch einachsig negativ, aber häufig mit deutlicher Öffnung des Kreuzes im konvergenten Licht. Die letztere Modifikation ist sehr ähnlich dem Aragonit, von welchem sie im Dünnschliff kaum zu unterscheiden ist. Die selbständige Stellung gegenüber von diesem läſst eine Vergleichung der physikalischen Eigenschaften beider deutlich erkennen.

Eudialyt (4).

Der Eudialyt bildet Krystalle von wechselndem Habitus oder unregelmäſsige Körner und ist meist schon makroskopisch mit roter Farbe erkennbar; im Dünnschliff ist er gewöhnlich farblos. Die optische Beschaffenheit ist oft an einem und demselben Durchschnitt wechselnd, schwach doppelbrechende, optisch positive Partien wechseln mit isotropen und solchen von negativer Doppelbrechung (Eukolit), ohne daſs aber anomale Interferenzfarben hervortreten. Die optisch negativen Glieder sind öfter auch im Dünnschliff noch deutlich rötlich mit schwacher Absorption $\omega > \varepsilon$. Die Reihe ist nur in Nephelinsyenit nachgewiesen.

Skapolithgruppe (4).

Die Skapolithe (Wernerite) bilden eine isomorphe Reihe mit ziemlich wechselnden optischen Eigenschaften, beginnend mit dem stärker licht- und doppelbrechenden Kalkthonerdesilikat, das den Namen Meionit erhalten hat, bis zu dem Natronthonerdesilikat, dem Marialith; Zwischenglieder zwischen beiden sind Dipyr, Couzeranit etc., doch spricht man im allgemeinen von Skapolith schlechtweg, da die Verbreitung der einzelnen Glieder noch recht wenig studiert ist.

Krystallform zeigen die Skapolithe nur in kontaktmetamorphischen Kalken, in welchen die prismatischen Krystalle meist schon makroskopisch sichtbar sind; sonst kennt man nur körnige bis stengelige Aggregate mit oft scharf hervortretender Spaltbarkeit. Häufig ist eine Umwandlung zu glimmerartigen Mineralien. Die spezielle Reaktion auf Skapolithe (S. 33) führt nur an frischem Material zum Ziel. In Kontaktgesteinen ist er oft so erfüllt von kohligen Einschlüssen, daſs er undurchsichtig wird; kommen dann noch Zersetzungserscheinungen hinzu, so fällt es sehr schwer, das Mineral zu erkennen. Aufserdem trifft man ihn in metamorphosierten Diabasen und Gabbrogesteinen, so vor allem im Nebengestein der norwegischen Apatitgänge, endlich in mannigfaltigen Gesteinen, welche man

wenig bezeichnend Skapolithgneise genannt hat, die aber weder die Zusammensetzung von Gneisen noch deren geologische Bedeutung haben; es sind zumeist stark metamorphosierte Gesteine. Am häufigsten werden die Skapolithe mit Quarz und Feldspaten verwechselt, der optisch positive Charakter des Quarzes und die Zugehörigkeit der Feldspate zu den zweiachsigen Mineralien giebt die Entscheidung.

Alunit (4).

Der Alunit bildet würfelähnliche Rhomboëder, seltener basische Täfelchen und blätterige Aggregate, deren Spaltbarkeit deutlich hervortritt. Er findet sich nur als Zersetzungsprodukt saurer Ergufsgesteine, welche der Wirkung von Solfataren ausgesetzt waren.

Beryll (5).

Der Beryll in prismatischen Krystallen ist ein seltener Gemengteil in einigen Graniten und in deren Kontaktbildungen; er tritt meist schon makroskopisch deutlich hervor: in ersteren gewöhnlich himmelblau, in letzteren grün (Smaragd) gefärbt. Unter dem Mikroskop ist er manchmal noch lichtblau; indes ist es meist schwierig, die wenig gut begrenzten Individuen desselben mit Sicherheit mikroskopisch nachzuweisen.

Brucit (5).

Der Brucit findet sich selten in glimmerähnlichen, blätterigen Aggregaten in zersetzten, magnesiareichen Gesteinen. Von den Glimmern unterscheidet ihn der negative Charakter der Hauptzone und seine leichte Löslichkeit. Eine spezielle Reaktion siehe S. 33.

Quarz nebst Chalcedon und Tridymit (5).

Eines der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien ist der Quarz, der in allen Gruppen von Gesteinen eine grofse Rolle spielt. Wo er Krystallform besitzt, ist es die hexagonale Doppelpyramide allein oder mit ganz untergeordnetem Prisma; dabei sind Kanten und Ecken stets stark gerundet und die Flächen oft weitgehend korrodiert und mit schlauchförmigen Einbuchtungen der umgebenden Gesteinsmasse versehen (Fig. 22). Schnitte parallel zur Hauptachse haben gerundet rhombische Umrisse mit einem Winkel von ca. 100°, senkrecht zu derselben sind sie sechsseitig. In solcher Ausbildung trifft man den Quarz vor allem im Quarzporphyr und Liparit, oft mit einzelnen Glaseinschlüssen, welche negative Krystalle erfüllen. Ferner ist diese Ausbildung,

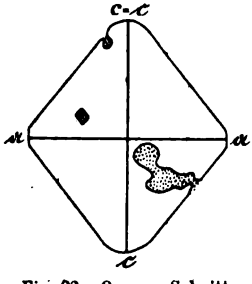


Fig. 22. Quarz. Schnitt parallel zur Hauptachse.

allerdings meist noch mehr gerundet, die gewöhnliche in Apliten und Ganggraniten, in gewissen Zweiglimmergraniten und Granuliten, und endlich beobachtet man dieselbe im Kalkglimmerschiefer.

Auch in basischen Eruptivgesteinen findet man gerundete Krystalle von Quarz, welche entweder in zahlreichen winzigen Individuen die basischen Gemengteile durchlöchern, so namentlich in einigen Gabbrogesteinen, oder aber in gröfseren, stark rissigen Individuen auftreten und oft von einem Rand radial gestellter Hornblende- oder Augitnädelchen (Quarzaugen) umgeben sind, wie in Lamprophyren und Diabasen. In letzterem Fall läfst sich die Herkunft des Quarzes aus dem zertrümmerten Nebengestein fast stets deutlich verfolgen. Häufiger fehlt dem Quarz jede Andeutung einer Krystallform, so bildet er in den meisten Graniten, im Syenit, Diorit etc. die letzte Ausfüllung zwischen den übrigen Gemengteilen; reihenförmig angeordnete winzigste Flüssigkeitseinschlüsse sind hier besonders verbreitet, welche als trübe Bänder die Durchschnitte durchziehen und unverändert aus einem Korn in das benachbarte hinübersetzen. In krystallinischen Schiefern und Kontaktgesteinen bildet der Quarz meist ein gleichmäfsiges Körnermosaik. In letzterem beobachtet man in den einzelnen Körnern häufig gewundene Züge von Einschlüssen von kohliger Substanz, von Sillimanit etc., welche der ursprünglichen Schichtung des Gesteins entsprechen.

In klastischen Gesteinen endlich sind seine Umrisse bald eckig, bald gerundet; öfter sieht man auch, dafs die Bruchstücke durch sekundär zugeführte Kieselsäure zu Krystallen regeneriert wurden (Krystallsandstein). In gefritteten Sandsteinen hat er eine perlitartige Beschaffenheit. Der Quarz ist aufserordentlich spröde, er ist daher, wie kaum ein zweites Mineral, der Gradmesser für dynamische Einwirkungen, welche die Gesteine modifiziert haben. Unter der Einwirkung des Druckes entstehen die Erscheinungen der Kataklasstruktur (vgl. S. 40). Dann ist er im allgemeinen auch deutlich zweiachsig.

Makroskopisch erscheint der Quarz in den Gesteinen meist schwach rauchgrau, seltener ist er rot durch Einschlüsse von Eisenglanzblättchen, graublau durch Magneteisenstaub, grün durch Chlorit oder Hornblende etc. Eine lichtblaue Farbe, welche manchmal auftritt, findet dagegen bei der mikroskopischen Unter-

suchung keine Erklärung. Der muschelige Bruch und der fettartige Glanz sind ferner sehr bezeichnend; unter dem Mikroskop zeigt er nur unregelmäfsige Risse und ist stets farblos. Zwillingsbildungen sind im Dünnschliff nicht zu erkennen. Die schriftgranitische Verwachsung von Quarz mit Orthoklas ist in mikroskopischen Dimensionen namentlich in der Grundmasse porphyrischer Gesteine weit verbreitet (Fig. 23), man bezeichnet sie als Mikropegmatit; die scharfeckigen, schriftzeichenähnlichen Durchschnitte des klaren Quarzes heben sich von dem meist getrübten Feldspat scharf ab. Öfter werden diese Verwachsungen aber mehr und mehr undeutlich, sie gehen in unregelmäfsig faserige Bildungen über, die schliefslich so fein werden

Fig. 23. Mikropegmatit.

Fig. 24. Quartz vermiculé.

können, dafs sie auf das polarisierte Licht überhaupt nicht mehr einwirken (Mikrofelsit). Andernteils trifft man dem Mikropegmatit ähnliche Verwachsungen, bei welchen die parallelen Individuen des in den Feldspat eingewachsenen Quarzes mehr wurmförmige Durchschnitte geben, *quartz vermiculé*, myrmekitische Verwachsung (Fig. 24); hier ist dann der Feldspat öfter ein Plagioklas. Beide Arten der Verwachsung scheinen, wenigstens in der Hauptsache, auf Eruptivgesteine beschränkt zu sein.

Durch die Atmosphärilien erleidet der Quarz keinerlei Änderung, er ist daher auch auf sekundärer Lagerstätte durchaus frisch. Man unterscheidet ihn am einfachsten von allen Silikaten dadurch, dafs er sich in Flufssäure ohne Rückstand löst, eine Methode, welche häufig zur Unterscheidung desselben gegen-

über von Skapolith, Cordiërit, Orthoklas etc. angewandt wird, zumal wenn die Aggregate so fein werden, dafs die Untersuchung im konvergenten Licht nicht mehr durchzuführen ist. Als Neubildung und Imprägnation von Gesteinen ist der Quarz gleichfalls nicht selten, ebenso in Pseudomorphosen nach allen möglichen Mineralien; doch wird er in solchen Fällen häufig von einer der andern Modifikationen der Kieselsäure vertreten.

Von diesen ist der in den Gesteinen stets sekundäre Chalcedon am besten studiert; abgesehen von seiner faserigen Beschaffenheit ist er äufserst ähnlich dem Quarz, von welchem ihn hauptsächlich der negative Charakter der Hauptzone unterscheidet. Unter ähnlichen Verhältnissen wurden noch eine Reihe anderer Modifikationen beobachtet, welche meist zweiachsig sein sollen, aber nur sehr unvollständig studiert sind. Hierher gehören die als Quarzin, Lutecit, Lussatit bezeichneten Substanzen. Besser charakterisiert ist der Tridymit, der meist in sehr kleinen Täfelchen mit hexagonalen Umrissen nesterweise zusammengehäuft ist, wobei die einzelnen Täfelchen sich gerne dachziegelartig gruppieren. Er zeigt meist Felderteilung im polarisierten Licht und giebt im konvergenten polarisierten Licht ein verwaschenes zweiachsiges Achsenbild. Das Bezeichnendste ist die sehr schwache Lichtbrechung, welche ihn im Dünnschliff mit deutlichem Relief hervortreten läfst. Vorkommen namentlich in kieselsäurereichen Eruptivgesteinen (Liparit, Trachyt), aber nicht als ursprünglicher Gemengteil, sondern sekundär durch Fumarolen zugeführt, ferner in einigen gefritteten Gesteinen.

Nephelin (5).

Wo der Nephelin Krystallform aufweist, ist sein Habitus gedrungen prismatisch, im Durchschnitt daher kurz rechteckig oder sechsseitig. Er ist ausschliefslich Gemengteil der basischeren, alkalireichen Eruptivgesteine, von den Nephelinsyeniten und Phonolithen bis zu den Basalten, und findet sich nie zusammen mit primärem Quarz. In den jung-eruptiven Gesteinen farblos und wasserklar, in den älteren makroskopisch grünlich bis rötlich gefärbt und fettglänzend (Eläolith), unter dem Mikroskop stark getrübt durch Einschlüsse und Zersetzungsprodukte mannigfacher Art. Er ist, wenn ihm Krystallform abgeht, sehr schwer zu erkennen, zumal wenn er sich, wie dies in Basalten häufig ist, als Zwischenmasse zwischen den übrigen Gemengteilen in feinster Verteilung findet (nephelinitoïde Zwischenmasse), welche nur noch auf Grund des Gelatinierens mit Salzsäure unter Ausscheidung von Kochsalzwürfeln einigermafsen mit Nephelin identifiziert werden kann (vgl. S. 32), was aber als definitive Unterscheidung gegenüber von Gesteinsglas und Zeolithen nicht anzusehen ist.

Der Nephelin gehört zu den am leichtesten angreifbaren Gesteinsgemengteilen, besonders Umwandlungen in Zeolithe, wie Hydronephelit und Natrolith, sind weit verbreitet (Spreustein); anderenteils trifft man in einzelnen Gesteinen Pseudomorphosen von dichtem Glimmer nach Nephelin, welche den Namen Liebenerit und Gieseckit erhalten haben.

Apophyllit (5).

Der Apophyllit ist selten und wie alle Zeolithe ausschliefslich als sekundäre Bildung meist in basischen Eruptivgesteinen bekannt; die äufserst schwache Doppelbrechung, das Auftreten anomaler Interferenzfarben verbunden mit der sehr vollkommenen Spaltbarkeit charakterisieren das Mineral im Dünnschliff.

Cancrinit (5).

Der Cancrinit ist ein seltener Begleiter des Nephelins in Nephelinsyeniten, bald in prismatischen Krystallen und Körnern, bald als unregelmäfsige Zwischenmasse ausgebildet. Die makroskopisch gelbe bis rötliche Farbe erweist sich unter dem Mikroskop meist als von Einschlüssen herrührend, das Mineral selbst ist farblos. Wo die recht charakteristischen optischen Eigenschaften zur Diagnose nicht genügen, beobachtet man unter dem Mikroskop die Einwirkung von etwas erwärmter Salzsäure, welche stürmisch Kohlensäure entwickelt, oder man erhitzt das Präparat, wobei es trübe wird. Die Umwandlungen sind denen des Nephelins gleich, ebenso seine Löslichkeit in Säuren. Vor dem Lötrohr schmilzt er unter Schäumen zu blasigem Glas.

Hydronephelit (5).

Der Hydronephelit ist das häufigste Umwandlungsprodukt des Nephelins und findet sich in verworren blätterig-stengeligen Aggregaten in Pseudomorphosen (Spreustein) nach diesem. Mikroskopisch ist er nur in Schnitten senkrecht zu c im konvergenten Lichte einigermafsen sicher zu erkennen.

4. Optisch zweiachsige Mineralien.

Wenn die gesteinsbildenden Mineralien des rhombischen, monoklinen und triklinen Krystallsystems deutliche Krystallform aufweisen, sind sie prismatisch oder tafelig ausgebildet. Pyramidale Formen für sich allein kommen äufserst selten vor, dagegen sind dieselben häufig als Endflächen prismatischer Krystalle. Auch als Spaltungsrichtungen spielen die Pyramiden keine Rolle.

Im rhombischen Krystallsystem sind die Längsschnitte mehr oder minder leistenförmig mit gerader oder mit dachförmiger Endigung, die Querschnitte quadratisch, wenn zwei Endflächen, rhombisch, wenn eine prismatische Form die Ausbildung bedingt, oder endlich sechs- bis achteckig durch Kombination beider Arten von Formen. Bemerkenswert erscheint, dafs der Prismenwinkel zahlreicher rhombischer (und dasselbe gilt für monokline und trikline) Mineralien sich 90° oder 120° nähert, ihre Durchschnitte somit tetragonalen

oder hexagonalen Formen ähnlich sind, wie überhaupt häufig eine bedeutende Annäherung niedriger symmetrischer Krystalle an eine höhere Symmetrie zu beobachten ist. In den leistenförmigen Durchschnitten der rhombischen Krystalle ist die Auslöschung stets parallel und senkrecht zur Umgrenzung, und dasselbe gilt von den Querschnitten, wenn ihre Form durch die Endflächen bedingt ist; ist eine prismatische Form vorherrschend, so ist die Auslöschung symmetrisch. Monokline Mineralien sind zum Teil nach der Symmetrieachse prismatisch, zum Teil nach einer dazu senkrechten Richtung, oder sie sind tafelig nach der Basis oder der Symmetrieebene. Im ersten Fall sind alle gerade auslöschenden Schnitte leistenförmig, während die schief auslöschenden viel gedrungenere vier-, sechs- oder achtseitige Umrisse aufweisen. Ist eine zur Symmetrieachse senkrechte Richtung die Prismenachse, so können die gerade auslöschenden Schnitte alle bei den rhombischen Krystallen erwähnten Formen aufweisen, während die schief auslöschenden langgestreckt erscheinen mit unsymmetrischen Endflächen. Nach der Basis tafelige monokline Mineralien zeigen leistenförmige Querschnitte, welche bald gerade bald schief auslöschen, während die Schnitte parallel zur Basis fast stets regelmäfsig sechsseitig sind. Solche endlich, bei welchen die Symmetrieebene vorherrscht, zeigen in allen gerade auslöschenden Schnitten Leistenform, die schief auslöschenden dagegen sind rhomboïdisch oder unregelmäfsig sechsseitig.

Die wenigen als gesteinsbildend bekannten triklinen Mineralien stehen in ihrer Form den monoklinen sehr nahe. Gewöhnlich kann die Zugehörigkeit zum triklinen Systeme in den beliebig orientierten Durchschnitten der Dünnschliffe nur recht schwierig festgestellt werden.

Unter allen Durchschnitten eines und desselben optisch zweiachsigen Minerals in einem Dünnschliff giebt der Schnitt parallel zur Ebene der optischen Achsen die höchste Interferenzfarbe; zur Bestimmung der Höhe der Doppelbrechung durch die Interferenzfarben sucht man derartige Durchschnitte, von deren günstiger Orientierung man sich im konvergenten polarisierten Licht überzeugt (vgl. Anl. S. 72). Auch für die Bestimmung der Auslöschungsrichtung monokliner Mineralien ist das Auffinden eines Durchschnittes parallel zur Achsenebene in vielen Fällen von grofsem Wert, da bei zahlreichen monoklinen Mineralien die Achsenebene in der Symmetrieebene liegt, in welcher eben die Auslöschungsschiefe bestimmt werden soll. Schnitte optisch zweiachsiger Mineralien senkrecht zu einer der beiden Mittellinien geben Interferenzfarben, welche unter allen Umständen niederer sind als diejenigen in dem Schnitt parallel zur optischen Achsenebene. Etwa die halbe Höhe von diesen erreichen sie und sind in den beiden Schnitten senkrecht zur ersten und zur zweiten Mittellinie ungefähr gleich, wenn der Winkel der optischen Achsen sich 90° nähert. Die Interferenzfarbe in einem Schnitt senkrecht zur stumpfen Mittellinie ist indes stets die höhere, sie wird derjenigen in dem Schnitt parallel zur Ebene der optischen Achsen um so mehr ähnlich, je kleiner der spitze Achsenwinkel ist. In einem Schnitt senkrecht zur spitzen Mittellinie eines kleinen Achsenwinkels erscheint eine sehr niedere Interferenzfarbe auch bei solchen Substanzen, welche an sich sehr stark doppelbrechend sind. Von besonderem Interesse ist diese Erscheinung für die Unter[illegible] glimmerartiger Mineralien in Pulverform, wobei man infolge der [illegible] nur Blättchen vorfindet, in

welchen die spitze Mittellinie eines gewöhnlich ziemlich kleinen Achsenwinkels nahezu senkrecht austritt. Das Beispiel des Muscovits erläutert dies am besten; für dieses optisch negative Mineral ist in einzelnen Vorkommnissen $\gamma - \alpha = 0{,}042$, die Interferenzfarben in einem zur Achsenebene parallelen Schnitt sind also im dünnsten Schliff noch recht lebhaft. $\beta - \alpha = 0{,}039$ zeigt, daſs in einem Schnitt senkrecht zur zweiten Mittellinie die Interferenzfarben jenen sehr ähnlich sind; dagegen ist die Differenz, welche für Spaltblättchen in Betracht kommt, $\gamma - \beta = 0{,}003$, es treten also erst in ziemlich dicken Blättchen deutlich charakterisierte Interferenzfarben auf.

Optisch zweiachsige Mineralien mit einem Achsenwinkel von wenigen Graden sind bei der Häufigkeit optischer Anomalien der einachsigen Mineralien nicht sicher als solche zu erkennen, auch wenn Durchschnitte senkrecht zur ersten Mittellinie vorliegen. In Schnitten, welche diese ziemlich schief treffen oder ihr parallel sind, ist eine Entscheidung überhaupt nicht möglich. Anderenteils ergiebt sich aus Anl. S. 96, daſs bei gröſserem Achsenwinkel und stärkerer Lichtbrechung des Minerals auch in dem Schnitt senkrecht zur ersten Mittellinie die beiden Achsen im konvergenten polarisierten Lichte bei Verwendung von Trockensystemen nicht mehr zur Beobachtung kommen, da sie total reflektiert werden. Eine Bestimmung des optischen Charakters eines solchen Minerals ist unmöglich, wenn kein Immersionssystem verwendet werden kann, und auch im letzteren Falle oft recht schwierig, wenn der Winkel der optischen Achsen sich 90° nähert (Olivin, Plagioklas). Daſs bei groſsem Achsenwinkel die Konstatierung der optisch zweiachsigen Beschaffenheit in zahlreicheren Durchschnitten und mit gröſserer Sicherheit gelingt als bei kleinem, ist auf der Hand liegend, da dort die Erscheinungen im konvergenten polarisierten Lichte überhaupt viel prägnanter sind und der gröſsere Teil der Durchschnitte ein gut charakteristisches Achsenbild zeigt.

Auch die Lage der Ebene der optischen Achsen gegenüber der Hauptzone ist ein für die Diagnose wertvolles Kennzeichen, indem die Achsenebene bald parallel bald quer zu dieser liegt.

Die Gröſse des Achsenwinkels für verschiedene Farben ist verschieden, und man erblickt daher im konvergenten, polarisierten Lichte in dem unter 45° zu den Nicols gestellten Achsenbild um die Scheitel der Hyperbel Farbensäume, welche bald an der konvexen Seite gelblich, an der konkaven blau sind oder umgekehrt. Im ersteren Fall ist der Achsenwinkel für Rot gröſser als der für Blau, $\rho > \upsilon$. Bei monoklinen und triklinen Mineralien fallen auch die Mittellinien für verschiedene Farben im allgemeinen nicht zusammen; der häufigste bei den gesteinsbildenden monoklinen Mineralien vorkommende Fall ist die geneigte Dispersion (vgl. Anl. S. 95). Kräftige Dispersion der optischen Achsen resp. Mittellinien giebt sich in gewissen Schnitten durch das Auftreten der sogen. anomalen Interferenzfarben schon im parallelen polarisierten Licht zu erkennen.

Wenn optisch zweiachsige Mineralien Pleochroïsmus zeigen, so kann man entsprechend den drei Hauptschwingungsrichtungen drei Farbenachsen unterscheiden, welche im rhombischen Krystallsystem mit jenen zusammenfallen; im monoklinen können die beiden in der Symmetrieebene liegenden Farbenachsen schief zu den beiden Hauptschwingungsrichtungen stehen, im triklinen ist eine gesetzmäſsige Lage der beiden Arten von Achsen zu einander nicht mehr vorhanden. Doch sind in beiden Fällen die Abweichungen meistens sehr gering.

Brookit (6).

Brookit in kleinen, länglichen Täfelchen mit dachförmigen Endflächen ist ein seltener Gesteinsgemengteil, wohl stets sekundär bei der Zersetzung titanhaltiger Silikate gebildet und öfter auch in klastischen Gesteinen nachweisbar. Unter dem Mikroskop ist er braun durchsichtig; auf der Tafelfläche zeigt er keinen Pleochroïsmus und hat im reflektierten Licht diamantartigen Glanz. Charakteristisch ist die gekreuzte Lage der Achsenebenen für Grün und Rot, welche man bei Beobachtung der Täfelchen im konvergenten polarisierten Lichte konstatiert.

Pseudobrookit (6).

Selten finden sich in jungeruptiven Gesteinen und deren Tuffen die kleinen rechteckigen Täfelchen des dem Brookit sehr ähnlichen, nur meist noch tiefer gefärbten Pseudobrookits, welche wohl stets sekundär durch Fumarolen entstanden sind. Unter dem Mikroskop werden sie bei äufserster Dünne braunrot durchsichtig und schwach pleochroïtisch; von dem Brookit unterscheidet sie die Beobachtung im konvergenten Licht, die Lage der Achsenebene parallel zur Längsrichtung der Täfelchen und der senkrechte Austritt der Bisektrix eines grofsen Achsenwinkels.

Titanit (6).

Der krystallographische Habitus des Titanits ist sehr wechselnd, in den Graniten und verwandten Gesteinen vorherrschend die eigentümliche Briefcouvertform mit spitz rhombischem Querschnitt (Fig. 25), bedingt durch das Vorherrschen von $\{\bar{1}23\}\ ^2/_3\ P\check{2}$, in natronreichen Gesteinen mehr prismatische Ausbildung mit herrschendem $\{011\}\ P\infty$; die ersteren gehören gewöhnlich dem makroskopisch dunkelbraunen, oft auch im Dünnschliff noch deutlich, meist rötlich gefärbten und pleochroïtischen Grothit an; die letzteren nähern sich dem gelben, im Dünnschliff farblosen Sphen; bei diesem ist auch Zwillingsbildung nach der Basis nicht selten, welche die rhombischen Querschnitte halbiert. Aufserdem findet sich das Mineral in Körnern, die namentlich in den Schiefergesteinen häufig langgestreckt sind, und in Zusammenhäufungen winziger, rundlicher Partikel (Insekteneier), welche um so trüber erscheinen, je feinkörniger sie sind. Auch als Umrandung um andere Titanmineralien und als Pseudomorphose nach diesen und namentlich als Hauptbestandteil des Leukoxens

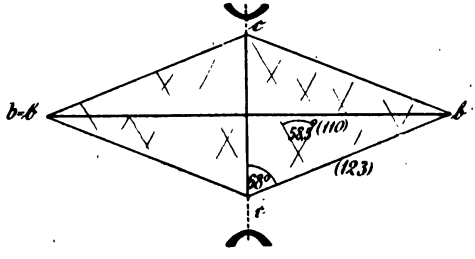


Fig. 25.
Titanit. Querschnitt durch die „Briefcouvertform".

ist der Titanit weit verbreitet. Die Spaltbarkeit, meist nur in wenigen Rissen ausgebildet, geht im allgemeinen nicht parallel zur Umgrenzung der Krystalle, was sehr charakteristisch ist (Fig. 25). Die optischen Eigenschaften wechseln in weiten Grenzen, doch bieten stets die hohe Licht- und Doppelbrechung, sowie auch die kräftige Dispersion der optischen Achsen gute Kennzeichen. Kräftiger gefärbte Varietäten kann man unter Umständen mit Rutil verwechseln; die farblosen oder licht gefärbten mit Zinnerz oder Xenotim, von welchen die Unterscheidung schwierig ist, wenn nicht die Beobachtung des Achsenbildes gelingt, was bei dem kleinen Achsenwinkel des Titanits nicht immer der Fall ist. Von Anatas, Zirkon, Monazit ist die Unterscheidung durch die viel niederere Doppelbrechung dieser gegeben; bezüglich Kalkspat siehe S. 71. Der Titanit ist stets nur ein accessorischer Gemengteil, der sich allerdings lokal sehr bedeutend anreichern kann. Verbreitet ist er in allen Gesteinen, vielleicht mit Ausnahme der kieselsäurereichsten Eruptivgesteine und der reinen Magnesiasilikatgesteine.

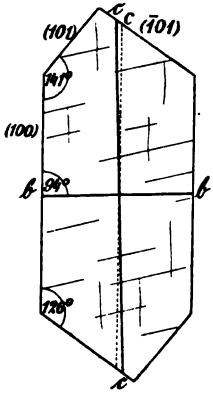


Fig. 26. Monazit. Schnitt parallel zur Symmetrieebene.

Monazit (6).

Der Monazit in tafeligen bis prismatischen Krystallen oder gerundeten Körnern ist ein weitverbreiteter, aber stets nur sporadisch vorhandener Gemengteil granitischer und syenitischer Gesteine, welcher im Dünnschliff äufserst leicht mit Zirkon verwechselt wird, von dem ihn in erster Linie die Beobachtung mit dem Spektroskop unterscheidet. Die charakteristischen Absorptionsstreifen des Neodyms und Praseodyms (S. 27) bezeichnen den Monazit. Spaltblättchen geben den fast symmetrischen Austritt der positiven Bisektrix eines kleinen Achsenwinkels. Da er ziemlich widerstandsfähig ist, trifft man ihn auch in Trümmergesteinen nicht selten.

Epidotgruppe (6).

Die mikroskopische Unterscheidung der einzelnen Glieder der Epidotgruppe ist öfters eine recht schwierige Aufgabe. Im allgemeinen beschränkte man sich bis vor kurzem darauf, die sehr schwach doppelbrechenden farblosen oder licht gefärbten Glieder schlechtweg als Zoisit, die kräftig doppelbrechenden, meist gleichfalls nicht intensiv gefärbten, als Epidot zu bezeichnen, während man im Dünnschliff braune Durchschnitte mit mittlerer bis schwacher Doppelbrechung dem

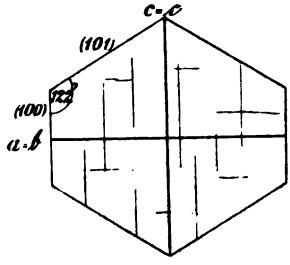


Fig. 27.
Zoisit a. Schnitt nach der Längsfläche.

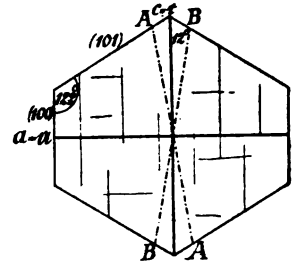


Fig. 28.
Zoisit β. Schnitt nach der Längsfläche.

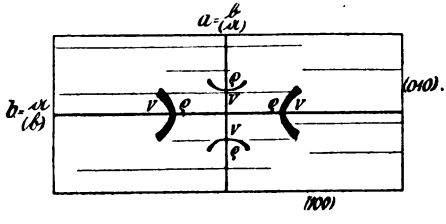


Fig. 29.
Zoisit α und β. Schnitt nach der Basis.

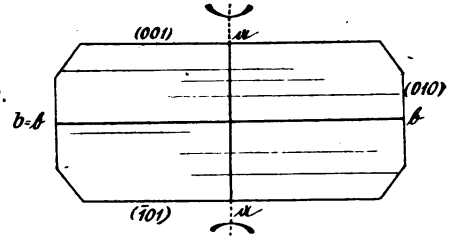


Fig. 30.
Klinozoisit und Epidot. Schnitt nach der Querfläche.

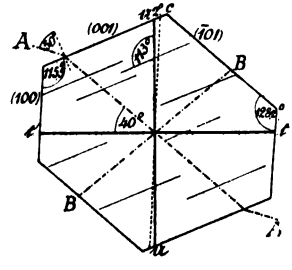


Fig. 31.
Klinozoisit. Schnitt nach der Symmetrieebene.

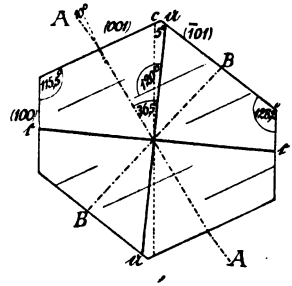


Fig 32.
Epidot. Schnitt nach der Symmetrieebene.

Orthit zuteilte. Eine eingehendere Untersuchung aber erwies aufs klarste, dafs dasjenige, was der Petrograph als Zoisit zusammenfafst, teils vermutlich rhombisch (triklin?), teils sicher monoklin krystallisiert, und dafs auch dann noch jede Gruppe wieder aus mehreren Formen besteht, die sich bei genauem Studium auf optischem Wege unterscheiden lassen.

Zusammenfassend kann man die Verhältnisse am besten in folgender Weise charakterisieren. Die eisenarmen Glieder der Epidotgruppe, insgesamt schwach doppelbrechend, sind:

1. Zoisit α (Fig. 27 u. 29). Die Ebene der optischen Achsen liegt parallel zur Spaltbarkeit und Hauptzone. Die Dispersion ist eine ziemlich bedeutende und führt bei der schwachen Doppelbrechung (welche mit zunehmendem Eisengehalt rasch wächst) zu anomalen Interferenzfarben (gelblich oder blaugrau). Längsschnitte, welche den Austritt einer positiven Bisektrix geben, lassen einen Achsenwinkel von mittlerer Gröfse erkennen.

2. Zoisit β (Fig. 28 u. 29). Die Ebene der optischen Achsen liegt senkrecht zur Spaltbarkeit und Hauptzone; die Dispersion und damit die Anomalie der Interferenzfarben sind geringer, und die erste positive Bisektrix halbiert einen kleinen Achsenwinkel.

3. Klinozoisit (Fig. 30 u. 31). Die Ebene der optischen Achsen liegt senkrecht zur Spaltbarkeit und Hauptzone; die Dispersion der optischen Achsen wie die geneigte der Mittellinien ist ungemein stark, anomale Interferenzfarben von besonderer Intensität (zitronengelb bis preufsischblau) treten im Dünnschliff hervor. Die erste, gleichfalls positive Bisektrix halbiert einen sehr grofsen Winkel der optischen Achsen.

Die beiden ersteren sind äufserlich rhombisch oder, nach einer meist ziemlich versteckten Zwillingslamellierung zu schliefsen, vielleicht auch triklin, der letztere ist monoklin; indes ist bei der bezeichnenden Verlängerung der Krystalle nach der Symmetrieachse und der geringen Auslöschungsschiefe der monokline Charakter im Dünnschliff nur schwer zu erkennen.

Schliefslich machen es neuere Untersuchungen wahrscheinlich, dafs noch ein weiteres Glied der Epidotgruppe gesteinsbildend vorkommt, welches die sehr niedere Doppelbrechung und meist sehr lichte Färbung mit den besprochenen gemeinsam hat, mit dem Klinozoisit speziell die Lage der Achsenebene, den sehr grofsen Achsenwinkel und das monokline Krystallsystem, welch letzteres im Dünnschliff infolge einer sehr viel gröfseren Auslöschungsschiefe deutlicher hervortritt. Dieses Glied zeigt fast gar keine Dispersion der optischen Achsen und giebt daher im Dünnschliff die normalen grauen Interferenzfarben niederster Ordnung, weshalb es bisher stets mit Apatit identifiziert wurde, von dem es vor allem durch die viel höhere Lichtbrechung unterschieden ist. Derartige meist rundliche Körner, welche farblos oder ganz licht rötlich und dann schwach pleochroïtisch sind, lassen ihre Zugehörigkeit zur Epidotgruppe in den

häufigen randlichen Umwachsungen durch Klinozoisit erkennen. Eigenartig ist die Erscheinung, daſs diese Körner, wenn sie als Einschlüsse in Hornblende oder Glimmer auftreten, von pleochroïtischen Höfen umgeben sind, analog dem Orthit, so daſs es nicht unwahrscheinlich ist, daſs es sich in diesen stets nur ganz sporadisch auftretenden Individuen um eisenarme Varietäten von Orthit handelt.

Die eisenreicheren Mineralien der Epidotgruppe bieten keine solche Schwierigkeiten, sie sind durch ihre kräftigere bis sehr starke Doppelbrechung meist hinreichend charakterisiert, während allerdings Färbung und Pleochroïsmus sehr wechselnd sein können; ja es giebt sehr stark doppelbrechende Glieder der Epidotgruppe, die im Schliff völlig farblos werden, während andernteils ziemlich kräftig gefärbte bekannt sind, die nach den Interferenzfarben zu schlieſsen zum Zoisit resp. Klinozoisit gehören. Die ersteren kann man, wie die eisenreicheren Epidote überhaupt, durch Glühen an der Luft intensiver färben. Was den Orthit endlich betrifft, so ist er sicher als solcher bestimmbar nur in lebhaft braun gefärbten Durchschnitten, die mittlere oder geringe Höhe der Doppelbrechung aufweisen, während gleichzeitig infolge der bedeutenderen Auslöschungsschiefe die Zwillingslamellierung nach der Querfläche in den Durchschnitten deutlicher hervortritt. Diese lamellare Zusammensetzung fehlt zwar auch den übrigen monoklinen Gliedern der Reihe nicht, ist aber infolge der Ausbildung und der kleinen Auslöschungsschiefe nur ganz ausnahmsweise deutlich erkennbar. Zahlreich sind endlich die Vorkommnisse von Orthit, die überhaupt keine Doppelbrechung (und keinen Pleochroïsmus) aufweisen, wohl infolge einer molekularen Umwandlung: eine Erscheinung, welche bei den an den seltenen Erden reichen Mineralien sehr verbreitet ist.

Auf Spaltblättchen von Epidot tritt eine optische Achse nur wenig schief aus, solche von Klinozoisit geben sehr schiefen Achsenaustritt, während diejenigen nach der vollkommenen Spaltbarkeit von Zoisit überhaupt kein charakteristisches Achsenbild ergeben. Die Mineralien der Epidotgruppe sind fast stets prismatisch entwickelt, manchmal mit einer Neigung zu dicktafeliger Ausbildung; bei den monoklinen Gliedern ist die Zone der Querachse die Hauptzone, und entsprechend den nicht seltenen parallelen Verwachsungen der verschiedenen Glieder untereinander ist auch die Aufst[illegible] Zoisite in der Tabelle gewählt. In solchen Verwac[illegible] oder nahezu parallel in:

Zoisit a	Zoisit β	Klinozoisit u. Epidot
γ	γ	a
β	a	γ
a	β	β

woraus sich die richtige krystallographische Stellung der Gruppe ergiebt.

Die in Betracht kommenden Mineralien verwachsen äufserst häufig miteinander, am häufigsten die rhombischen Glieder resp. die monoklinen je unter sich, aber es finden sich auch Verwachsungen beider. Gewöhnlich bilden sie durchaus unregelmäfsige Durchdringungen, so dafs im polarisierten Licht infolge der verschiedenen optischen Eigenschaften der einzelnen Teile eine fleckige Farbenzeichnung entsteht, welche für den Epidot geradezu charakteristisch ist; seltener sind wohlabgegrenzte zonare Verwachsungen, in welchen z. B. der Kern aus Epidot, der Rand aus Zoisit, oder der innere Teil aus Orthit, der äufsere aus Klinozoisit und Epidot besteht.

Die Färbung ist äufserst wechselnd, eisenarme Glieder sind makroskopisch meist grünlich bis rosa, im Dünnschliff vollständig farblos; selten lassen sich im Schliff noch die gelblichen Farben, die für den eisenreichen Epidot charakteristisch sind, deutlich erkennen. Intensiv gefärbt und kräftig pleochroïtisch sind schwach doppelbrechende rote, manganhaltige Varietäten, Thulit (a gelblich, b rosenrot, c hellrosa), und chromhaltige, welche gelb erscheinen ($a = c$ farblos, b orange). Auf die rötliche Färbung gewisser Orthite, bei denen der parallel *b* schwingende Strahl licht blutrot ist, wurde schon hingewiesen. Die eisenreichen, stark doppelbrechenden Epidote sind makroskopisch meist pistaziengrün (Pistazit), in feiner Verteilung stellen sie das häufigste gelbgrüne Pigment krystallinischer Gesteine dar. Im Dünnschliff sind sie seltener farblos, meist in gelben bis zeisiggrünen Tönen gefärbt und dann deutlich pleochroïtisch; orange oder gelbbraune Färbung scheint bei den eisenreichsten vorzukommen, welche dem Låvenit aufs äufserste ähnlich sind. Die Absorptionsunterschiede treten nur selten kräftig hervor, es ist dann auch öfter $b > c > a$.

Auch unter den kräftig doppelbrechenden kennt man manganhaltige, rote Varietäten, Piëmontit (a orange, b violett, c tiefrot), vom Dumortiërit durch die Orientierung des Pleochroïsmus zu unterscheiden, oder gelbgrüne, chromhaltige (a gelbgrün,

b saftgrün, c orange), oder endlich titanhaltige, welch letztere durch den violetten Ton des parallel *b* schwingenden Strahles ausgezeichnet sind.

Wo der Orthit makroskopisch hervortritt, ist er braunschwarz mit pechähnlichem Bruch. Rötliche, wohl durch Eisenoxyd gefärbte Ränder heben namentlich die durch Umwandlung isotrop gewordenen Varietäten schon makroskopisch deutlich hervor; im Dünnschliff erscheinen letztere tiefbraun und nicht pleochroïtisch, während die unveränderten Individuen, welche gleichfalls intensiv braun durchsichtig werden, kräftigen, aber wechselnden Pleochroïsmus aufweisen. Die lichtgefärbten Individuen, die vielleicht zum Orthit zu zählen sind, haben dagegen nur einen schwachen Pleochroïsmus in rötlichen Tönen, zum Teil sind sie auch völlig farblos. Die Mineralien der Epidotgruppe sind nicht allzu schwer schmelzbar, um so leichter, je reicher an Eisen resp. Mangan sie sind. Von Salzsäure werden die meisten erst nach dem Schmelzen unter Gallertbildung zersetzt.

Die Verbreitung der schwach doppelbrechenden Glieder der Reihe ist im allgemeinen noch recht wenig abgegrenzt. Als primärer Bestandteil von Eruptivgesteinen scheint vor allem der Klinozoisit in massenhaften, scharf begrenzten Mikrolithen in den zentralalpinen Graniten, speziell im Plagioklas derselben, vorzukommen; auch sonst, zumal in der Nähe des Kontaktes, tritt das Mineral in gröfseren Krystallen in Eruptivgesteinen auf, die man wohl als primäre Bestandteile ansehen mufs. Um vieles weiter verbreitet sind die eisenarmen Varietäten als sekundäre Produkte, speziell als hauptsächlichste Gemengteile des sogen. Saussurits (siehe Plagioklase, S. 136). In krystallinischen Schiefern und Kontaktgesteinen, namentlich in Amphibolit und Eklogit, sind sie gleichfalls häufig. Die Zoisite bilden fast stets längliche, an den Enden abgerundete Körner oder stengelige Aggregate, oft mit Quergliederung, in welchen die Spaltbarkeit meist wenig deutlich hervortritt. Der Klinozoisit findet sich bald in recht wohlbegrenzten Krystallen mit fleckiger Zeichnung der Interferenzfarben, bald in Körneraggregaten in unregelmäfsiger Verwachsung mit Epidot. Das letztere Mineral ist mit dem Klinozoisit überall zusammen, doch weiter verbreitet als letzterer. Gut ausgebildete Krystalle, stets von langprismatischem Habitus nach der Querachse, trifft man namentlich in Kontaktgesteinen, sonst ist der Epidot wenig regelmäfsig begrenzt;

häufig bildet er auch mehr oder minder dichte Körneraggregate, namentlich wo er als Umwandlungsprodukt von Hornblende oder Biotit auftritt, wie er überhaupt neben Chlorit das häufigste Umwandlungsprodukt eisenreicherer Silikate ist. Die fast stets ganz unregelmäfsige Verwachsung verschiedener Glieder der Epidotgruppe, auf welche schon mehrfach hingewiesen wurde, bedingt bei den bedeutenden Unterschieden der Doppelbrechung, welche in solchem Mafse bei keiner andern isomorphen Reihe vorkommen, in polarisiertem Licht ein äufserst buntes Bild.

Thulit und Piëmontit bilden Gemengteile namentlich in krystallinischen Schiefern, letzterer bringt speziell die rote Farbe gewisser Phyllite, beide zusammen diejenige des porfido rosso antico hervor, in welchem sie als Zersetzungsprodukte auftreten.

Der Orthit (Allanit) ist, soweit sich bis jetzt übersehen läfst, ein verbreiteter, aber stets nur accessorischer Gemengteil der kieselsäurereicheren Eruptivgesteine und der an diese sich anschliefsenden krystallinischen Schiefer, findet sich aber, namentlich in den licht gefärbten Varietäten, auch in Eklogiten und Amphiboliten. In diesen ist er auch im Dünnschliff meist ziemlich tief gefärbt und oft von einem Rand von Klinozoisit oder Epidot umgeben. Wo er als Einschluſs in Hornblende oder Glimmer auftritt, beobachtet man um denselben pleochroïtische Höfe. Dafs vermutlich auch sehr licht gefärbter Orthit mit schwacher Doppelbrechung als Gesteinsgemengteil vorkommt, wurde schon oben erwähnt, desgleichen das Vorkommen von nicht doppelbrechenden Varietäten. Infolge der bedeutenden Auslöschungsschiefe, welche übrigens ebenso wie die Doppelbrechung in weiten Grenzen wechselt, beobachtet man am Orthit die lamellare Zwillingsbildung oft sehr deutlich. Gegenüber den übrigen Gliedern der Gruppe ist seine allerdings wechselnde Angreifbarkeit durch Salzsäure hervorzuheben. Die spektroskopische Untersuchung des Orthits liefert keine charakteristischen Absorptionsstreifen.

Die Mineralien der Epidotgruppe sind nicht nur unter sich, sondern auch von zahlreichen andern Mineralien schwer zu unterscheiden: so namentlich in den als Saussurit bezeichneten Aggregaten, welche oft vorherrschend aus Zoisit und Klinozoisit zusammengesetzt sind, neben welchen Vesuvian, Granat, Gehlenit etc. schwer erkennbar sind. Zoisit β und namentlich das farblose, oben dem Orthit zugeschriebene Silikat wurden oft

mit Apatit verwechselt, und speziell dürften die Angaben über das Auftreten von pleochroïtischen Höfen um Apatit auf dieses Mineral hinweisen; sicher entscheidet die Löslichkeit des Apatits in verdünnter Salpetersäure und die Phosphorsäurereaktion. Kräftiger doppelbrechende, farblose oder sehr licht gefärbte Epidote können Pyroxenen sehr ähnlich sein, die Lage der Achsenebene quer zu den Spaltrissen charakterisiert den Epidot; auch mit Olivin wurde er schon verwechselt, der aber nie die fleckigen Interferenzfarben aufweist und von Salzsäure leicht angegriffen wird. Ferner erscheint er dem Monazit nicht unähnlich, die spektroskopische Beobachtung giebt stets sichern Aufschluſs. Kräftiger gefärbte, eisenreiche Epidote können ferner für Låvenit gehalten werden, mit dem auch die Spaltblättchen sehr ähnliche Erscheinungen im konvergenten Licht aufweisen. Die ziemlich bedeutende Auslöschungsschiefe des letzteren ist entscheidend, auſserdem dessen leichte Schmelzbarkeit. Die Unterscheidung zwischen Piëmontit und Dumortiërit siehe S. 85 unten. Der braune Orthit wird mit basaltischer Hornblende verwechselt, von welcher ihn die weniger bedeutenden Absorptionsunterschiede und die gröſsere Schiefe der Auslöschung trennen, sowie die Lage der Achsenebene quer zur Hauptzone.

Låvenit (7).

Wo der Låvenit in unregelmäſsigen Körnern auftritt, ist er oft schwer von Epidot (siehe vorigen Abschnitt) zu unterscheiden, bei den meist prismatischen Kryställchen konstatiert man die Lage der Achsenebene parallel zur Hauptzone. Makroskopisch ist er rotbraun oder gelb, im Dünnschliff fast stets noch deutlich gefärbt. Zwillingslamellen nach $\{100\}\ \infty P\bar{\infty}$ sind häufig. Auf Spaltblättchen tritt eine Achse schief aus. Er ist stets frisch. Dem Låvenit sehr ähnlich ist der gleichfalls monokline Wöhlerit, der gewöhnlich nach $\{100\}\ \infty P\bar{\infty}$ tafelige und nach derselben Fläche zwillingslamellierte, gröſsere Individuen bildet. Die Auslöschungsschiefe $= 43°\ h$ und die Lage der Achsenebene senkrecht zur Symmetrieebene lassen ihn unterscheiden. Es tritt in den lamellierten Durchschnitten die stumpfe, negative Bisektrix aus. Auſserdem ist er leichter durch Salzsäure angreifbar und schwerer schmelzbar als der Låvenit. Beide scheinen auf Nephelinsyenite beschränkt zu sein.

Staurolith (7).

Der Staurolith ist ein Mineral der krystallinischen Schiefer- und Kontaktgesteine, auſserdem sehr selten in Graniten und auch in Trümmergesteinen nachgewiesen; er findet sich nur in ringsum ausgebildeten, flach prismatischen Krystallen und in Durchkreuzungszwillingen; die beiden Individuen bilden dann entweder 90° oder 60° miteinander. Manchmal durch-

dringen sie sich mit unregelmäfsigen Grenzen. Gröfsere Krystalle sind meist stark von Einschlüssen, namentlich von Quarz, durchwachsen, wie dies Fig. 34 zeigt; mikroskopisch kleine Individuen pflegen reiner zu sein, sie sind aber selten

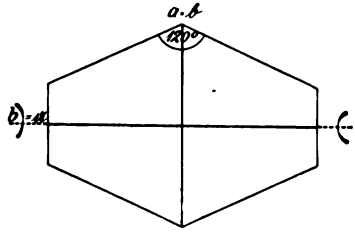


Fig. 33.
Staurolith. Querschnitt.

Fig. 34. Staurolith. Zwilling, erfüllt von Quarzeinschlüssen.

und schwer zu bestimmen. Am charakteristischsten erscheint das Mineral in den Querschnitten, entsprechend Fig. 33. Hin und wieder sind pleochroïtische Höfe in demselben vorhanden. Seine Unlöslichkeit erleichtert seine Isolierung, aufserdem wird er vom Elektromagneten stark angezogen.

Diaspor (7).

Sicher ist der Diaspor nur als Zersetzungsprodukt in vollständig umgewandelten Lipariten, in den Spreusteinen der Nephelinsyenite und im Kaolin nachgewiesen; seine sonstige Verbreitung läfst sich noch nicht übersehen. Die Kryställchen sind gerundet, meist länglich scheibenförmig, parallel zur Längsrichtung treten scharfe Risse hervor. Er ist nur selten gefärbt und dann pleochroïtisch. Seine Unlöslichkeit gestattet ihn zu isolieren.

Disthen (7).

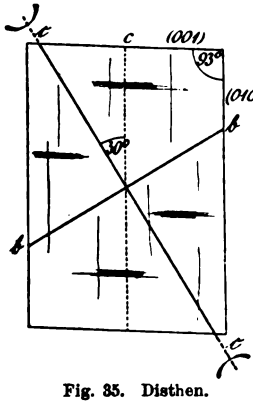


Fig. 35. Disthen.
Spaltblättchen.

Der Disthen bildet breittafelige Individuen, meist schlecht begrenzt, mit sechsseitigem Querschnitt. Zwillinge sind sehr verbreitet, wobei die Querfläche in den häufigsten Fällen die Verwachsungsebene ist. Öfter, namentlich in etwas gebogenen Durchschnitten, beobachtet man neben den scharfen Spaltrissen nach der Querfläche stellenweise enggeschart den fast senkrecht dazu verlaufenden Faserbruch nach der Basis. Ein schwach bläulicher Ton ist häufig im Dünnschliff zu konstatieren, dann erkennt man bei einiger Aufmerksamkeit auch den Pleochroïsmus; kräftige Färbung ist selten und dann meist nur fleckenweise vorhanden. Spaltungsblättchen nach der Querfläche (vgl. das Schema in Fig. 36) geben den nahezu senkrechten Austritt der negativen Mittellinie eines sehr grofsen Achsenwinkels, wobei die Achsenebene ca. 30° mit den Spaltrissen bildet; Spaltblättchen aus Zwillingen geben im parallelen polarisierten Licht einen lebhaften Farbenwechsel ohne Auslöschung. Einschlüsse

sind selten, dagegen ist öfters eine beginnende Umwandlung in Glimmer zu verfolgen. In Gneis und Granulit und besonders im Eklogit ist das Mineral weit verbreitet. Es läfst sich leicht aus den Gesteinen isolieren und ist infolge seiner vollkommenen Spaltbarkeit im Pulver meist leichter zu bestimmen als im Dünnschliff, in welchem man es leicht mit allen möglichen Mineralien verwechselt. Vor dem Lötrohr brennt es sich weifs und wird zu einem Aggregat von Sillimanit.

Sprödglimmergruppe (7).

Unter dem Namen der Sprödglimmer faſst man eine Gruppe von glimmerähnlichen Mineralien zusammen, die sich von den Glimmern durch gröfsere Härte, durch bedeutend höhere Lichtbrechung und viel niederere Doppelbrechung unterscheiden. Sie zeigen aufserdem meist neben der Spaltbarkeit nach der Basis eine oder mehrere etwas weniger vollkommene Spaltrichtungen quer zu dieser. Die Eigenschaften der Sprödglimmer sind sehr wenig konstant,

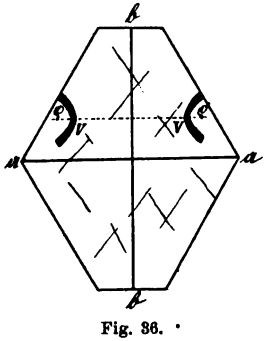


Fig. 36.
Chloritoïd. Spaltblättchen.

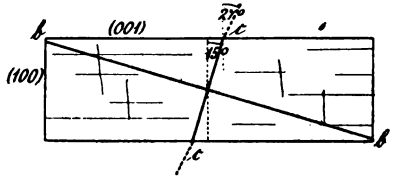


Fig. 37.
Chloritoïd. Schnitt nach der Symmetrieebene.

zumal sind die Unterschiede der Lichtbrechung ungewöhnlich bedeutend, auch die Differenzen der Doppelbrechung sind nicht gering. Der optische Charakter ist bald positiv bald negativ. Die Färbung ist gleichfalls sehr wechselnd; einzelne sind farblos, andere mehr oder minder tief gefärbt und dann deutlich pleochroïtisch; selbst die für Glimmermineralien ungewöhnliche Erscheinung findet sich, daſs der senkrecht zur Spaltbarkeit schwingende Strahl der stärker absorbierte ist. Einzelne Varietäten von Chloritoïd sind unzweifelhaft triklin, auf Spaltflächen liegt dann die Achsenebene unsymmetrisch zur Schlagfigur, andere nähern sich in ihren Verhältnissen dem hexagonalen Krystallsystem. In ebenso weiten Grenzen variiert das spezifische Gewicht. Die meisten Sprödglimmer werden von Säuren nicht angegriffen, andere (Ottrelith) werden verhältnismäfsig leicht gelöst, auch die chemische Analyse führt auf keine irgendwie gemeinsame Formel, so daſs bis auf weiteres die

Frage nach dem engeren Verwandtschaftsverhältnis der Sprödglimmer offen bleiben mufs. Die beiden in der Tabelle gegebenen Glieder stellen etwa die Extreme dar, zwischen welchen sich die zahlreichen übrigen, Ottrelith, Brandisit, Clintonit, Sismondin, Masonit, Seybertit etc., einordnen. Über die gegenseitige Abgrenzung derselben in den Gesteinen ist nichts bekannt.

Im allgemeinen sind die Sprödglimmer als Gesteinsgemengteile sehr reich an Einschlüssen; dazu kommt die meist vorhandene Zwillingslamellierung nach dem Glimmergesetz, um das optische Studium zu erschweren. In graphitreichen Gesteinen ist der Graphitgehalt in denselben geradezu konzentriert, so dafs sie oft nur durch Glühen des Schliffes durchsichtig gemacht werden können. Andere Vorkommnisse, wie namentlich die Ottrelithe, sind ähnlich dem Staurolith in Fig. 34 vollgepfropft mit Einschlüssen von Quarz, welche öfter noch die ursprüngliche Schichtung des Gesteins erkennen lassen, in dem sich das Mineral sekundär entwickelt hat. Auch der sogen. sanduhrförmige Aufbau ist hier verbreitet. Gute krystallographische Begrenzung ist selten, häufiger sind ganz unregelmäfsige Fetzen, die sich besonders zu unregelmäfsigen radialen Aggregaten zusammenhäufen. Ihre hauptsächlichste Verbreitung haben die Sprödglimmer in den Phylliten, in welchen öfter gröfsere Individuen schon makroskopisch hervortreten, in einigen Eklogiten, sowie in thonerdereichen Kontaktgesteinen. In zahlreichen Fällen gelingt ihre Isolierung mit Flufssäure, welche die Sprödglimmer kaum angreift.

Die horizontale Dispersion der Sprödglimmer ist oft eine sehr bedeutende; infolgedessen treten manchmal anomale Interferenzfarben auf, ähnlich den Mineralien der Chloritgruppe. Infolge der variablen optischen Eigenschaften können Sprödglimmer mit zahlreichen andern Mineralien verwechselt werden, so namentlich mit Hornblende, mit Disthen etc.

An die Sprödglimmer schliefst sich der Kalkglimmer oder Margarit an, in seinen optischen Eigenschaften jenen so ähnlich, dafs er mikroskopisch nicht unterschieden werden kann. Er ist weifs und perlmutterglänzend, hat wechselnden Achsenwinkel, geringe Auslöschungsschiefe und ziemlich schwache Doppelbrechung. Wichtig als Gemengteil des Smirgels.

Sapphirin (7).

Der Sapphirin ist mit Sicherheit nur in grönländischen Gesteinen nachgewiesen, welche kleine Lagermassen im Gneis bilden und den Typus von Kontaktgesteinen haben, er dürfte sich namentlich in den Eklogiten in weiterer Verbreitung finden; die Eigenschaften desselben im Dünnschliff sind wenig

bezeichnend. Wo er blau bis blaugrün ist, entdeckt man ihn noch, wenn er aber in farblosen, zu wenig vollkommen radialen Aggregaten zusammengehäuften, schlecht begrenzten Täfelchen oder Lappen auftritt, so ist seine Bestimmung sehr schwer. Man muſs ihn dann mit Flufssäure isolieren.

Olivingruppe (7).

Von den Mineralien der Olivingruppe ist der Olivin (Peridot) selbst weitaus das häufigste, selten und beschränkt auf kontaktmetamorphische Gesteine sind Forsterit und Monticellit, während das Eisenoxydulsilikat, der Fayalit, oft zusammen mit Tridymit etc., für gewisse, vermutlich pneumatolytische Neubildungen innerhalb der Gesteine charakteristisch ist. Die optischen Eigenschaften und auch das chemische Verhalten der einzelnen Glieder zeigen wenig Unterschiede.

Der gesteinsbildende Olivin hat im allgemeinen einen Eisenoxydulgehalt von 11—13%, bedeutend eisenreicher ist der sogen. Hyalosiderit. In den körnigen Gesteinen der Peridotitreihe besitzt der Olivin nur selten Krystallform, desgleichen in Gabbro und Norit, dagegen ist er in den porphyrischen gewöhnlich eines der ersten Ausscheidungsprodukte und dann krystallographisch gut begrenzt. Im allgemeinen sind die Krystalle gedrungen prismatisch nach der Vertikalachse und zeigen parallel zu ihrer Längsrichtung wenig scharf verlaufende Spaltrisse, senkrecht zu welchen die Ebene der optischen Achsen liegt (vgl. Fig. 39). Flächen und Kanten sind meist etwas gerundet und korrodiert, auch Einbuchtungen der Grundmasse sind nicht selten. Die Querschnitte sind meist achtseitig und zeigen zwei aufeinander senkrechte, aber verschieden vollkommene Spaltrichtungen (Fig. 38). Seltener ist das Mineral langprismatisch, und zwar besonders, wenn es kalkhaltig ist; in letzterem Fall ist die Hauptzone diejenige der Längsachse, also positiv. Nur selten und hauptsächlich in olivinarmen Gesteinen, welche eine Glasbasis ent-

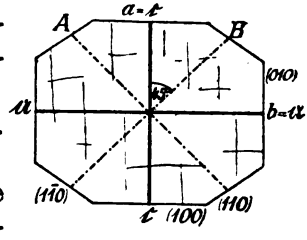


Fig. 38. Olivin. Basischer Schnitt.

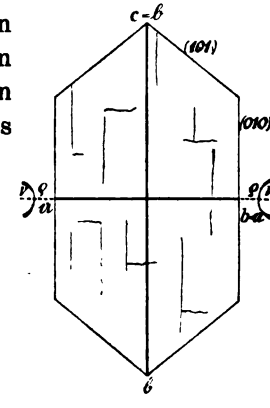


Fig. 39. Olivin. Schnitt nach der Querfläche.

Fig. 40. Olivinskelette.

halten, trifft man den Olivin in skelettartigen Bildungen als Bestandteil der Grundmasse; er hat dann gegabelte, schwalbenschwanzähnliche und mannigfach gestrickte Formen (Fig. 40).

In zahlreichen Gesteinen der Basaltreihe beobachtet man, dafs der Olivin ausschliefslich in gröfseren eckigen Bruchstücken und Körnern vorhanden ist; man wird dieselben in Zusammenhang mit den Einschlüssen von Olivinfels bringen können, welche in denselben Gesteinen auftreten, und auf deren Zertrümmerung öfter der gesamte Olivingehalt zurückzuführen ist. In dieser Form ist er dann nicht gleichwertig mit den übrigen Gemengteilen des Basaltes.

Makroskopisch ist der Olivin bouteillengrün (der Hyalosiderit rotbraun ins Goldgelbe) mit sehr bezeichnendem muscheligem Bruch; unter dem Mikroskop wird er meist farblos durchsichtig, durch Erhitzen an der Luft läfst er sich jedoch stets rotbraun färben. Es werden dann die zur Vertikalachse parallel schwingenden Strahlen weniger stark absorbiert; der Hyalosiderit zeigt dieses Verhalten schon im natürlichen Zustand. Manchmal beobachtet man Zwillingsbildung, vermutlich nach (011) $P\breve{\infty}$, welche auch als Lamellierung ausgebildet sein kann. Er ist sehr spröde und zeigt unter der Einwirkung gebirgsbildender Prozesse häufig Kataklasstruktur (S. 40). Der Olivin ist öfter dem Augit sehr ähnlich; es unterscheidet beide die Lage der Achsenebene zu den Spaltrissen und das Verhalten gegen Salzsäure.

Sein charakteristisches Begleitmineral ist das Chromeisen, welches fast stets in scharf umgrenzten Kryställchen als Einschlufs in demselben auftritt; ferner trifft man im Olivin Einschlüsse von andern opaken Erzen, von Apatit, sowie hin und wieder die dünnen, braunen Täfelchen in gesetzmäfsiger Anordnung, wie sie z. B. im Hypersthen so häufig sind. In basaltischen Gesteinen sind Einschlüsse von Glas und Schlacke, in den körnigen, den Peridotiten, sowie den Olivinfelsbrocken der Basalte Flüssigkeitseinschlüsse nicht selten.

Der Olivin bildet den Hauptbestandteil der Peridotite, einen wichtigen Gemengteil zahlreicher basischen Eruptivgesteine; accessorisch trifft man ihn auch noch in verhältnismäfsig kieselsäurereichen, zumal unter den Natrongesteinen, wo

er in Nephelinsyeniten und Natronsyeniten eine nicht unbeträchtliche Rolle spielt. Auch in Kontaktgesteinen findet er sich, doch ist öfter an seiner Stelle Forsterit vorhanden; seine Verbreitung in krystallinischen Schiefern scheint dagegen zweifelhaft zu sein.

In gewissen Gabbrogesteinen ist der Olivin von einem radial gestellten Kranz von Hornblende umgeben, welche, wo sie an Feldspat angrenzt, zur gemeinen Hornblende, aufserdem zum Tremolit gehört. Schliefslich ist der ganze Olivin ersetzt durch ein wirrfaseriges Aggregat von Tremolit (Pilit), was man häufig als dynamometamorphe Umbildung und genetisch durchaus verschieden der Serpentinisierung entgegenstellt. Zu bemerken ist, dafs das häufigste Nebenprodukt bei der Serpentinbildung eben der Tremolit darstellt.

In basaltischen Gesteinen ist der Olivin vom Rande her öfter in eine gelb- bis rotbraune, öfter parallelfaserige Substanz von sehr starker Lichtbrechung umgewandelt, welche als Göthit beschrieben wurde, aber damit nicht übereinstimmt. Ferner finden sich namentlich in Melaphyren Umwandlungen in schuppige Aggregate von Talk oder in körnige von Karbonaten, welch letztere häufig sehr arm an Magnesia sind; hin und wieder entsteht auch Biotit. Weitaus die häufigste Umwandlung des Olivins ist aber diejenige in Serpentin, welche, meist von einer Ausscheidung von Eisenerzen begleitet, dem Gestein eine grüne, mannigfach in Rot, Braun und Schwarz geaderte, geflammte etc. Färbung verleiht. Man unterscheidet hauptsächlich zwei Arten der Serpentinbildung aus Olivin. Die eine beginnt an den Rändern der Krystalle und auf deren Spaltrissen, senkrecht zu welchen sich die parallelfaserigen Aggregate absetzen, welche man als Faserserpentin, Chrysotil bezeichnet. Durch die dabei vor sich gehende Volumenvermehrung entstehen neue Sprünge, welche in derselben Weise von meist feiner struierten Serpentinaggregaten erfüllt werden, so dafs eine typische Maschenstruktur entsteht, wie das Fig. 41 darstellt. In den Maschen können dann rissige Reste von Olivin noch vorhanden sein, oder auch diese sind aufgezehrt und zu einem dichten Serpentinaggregat geworden.

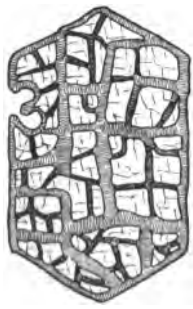


Fig. 41. Olivin. Beginnende Umwandlung in Chrysotil. Maschenstruktur.

In andern Gesteinen (Stubachit) beobachtet

man schon in frischem Zustand, dafs der Olivin von zahlreichen, parallel orientierten Lamellen von Blätterserpentin, Antigorit durchschnitten wird, welche, meist nach {011} P$\breve{\infty}$ eingelagert, ein System sich unter 60° durchschneidender Leisten darstellen (Fig. 42). Die dazwischen vorhandenen eckigen Teile des Olivins verwandeln sich nun von diesen Einlagerungen aus in unregelmäfsig schuppige Aggregate von Antigorit. Nach vollendeter Serpentinisierung bringen die grofsen, sich durchschneidenden Lamellen die sogen. Gitterstruktur hervor. Betont mag noch werden, dafs der Prozefs der Serpentinbildung in beiden Fällen nicht als Verwitterungserscheinung aufgefafst werden darf: das Fehlen einer selbst nur oberflächlichen Serpentinbildung in einigen Gebieten, die vollständige Serpentinisierung in jeder Tiefe, die man in andern beobachtet, sprechen definitiv dagegen.

Fig. 42. Olivin, mit Antigorit verwachsen. Gitterstruktur.

Erwähnenswert ist der makroskopisch dunkelbraune, im Dünnschliff gelb bis orange erscheinende Titanolivin, welcher in zwillingslamellierten Körnern auftritt und dem Chondrodit äufserst ähnlich ist. $a = 1{,}669$, $\beta = 1{,}678$, $\gamma = 1{,}702$; $\gamma - a = 0{,}033$, $2V = 63°$, $\rho < v$; a orange, b = c lichtgelb; spez. Gew. = 3,25. Nur der Unterschied der Auslöschungsschiefe in zwillingslamellierten Schnitten und die verschiedene optische Orientierung der beiden, welche Fig. 43 zeigt, läfst eine Unterscheidung zu.

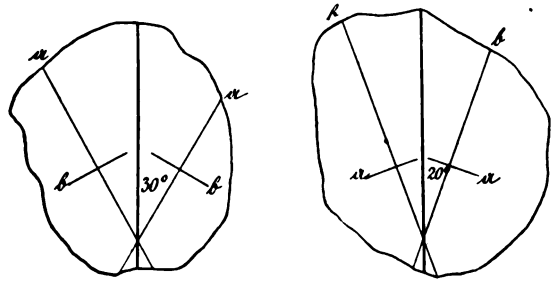


Fig. 43. Chondrodit und Titanolivin. Optische Orientirung gegen die Zwillingslamellen.

Der Forsterit ist nur in kontaktmetamorphischen Kalken beobachtet; er bildet gerundete farblose Krystalle, oft mit ziemlich grofsen Einschlüssen von Kalkspat. Bei der in gewöhnlicher Weise verlaufenden Serpentinisierung entsteht das sogen. Eozoon. Der Monticellit ist in seinen optischen Eigenschaften, in seinem Vorkommen und seinen Umwandlungen dem Forsterit äufserst ähnlich.

Pyroxen-(Augit-)gruppe (8).

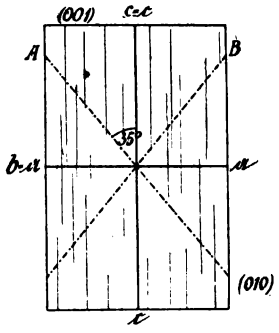


Fig. 44.
Enstatit. Schnitt nach der Querfläche.

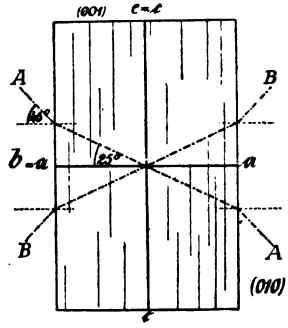


Fig. 45.
Hypersthen. Schnitt nach der Querfläche.

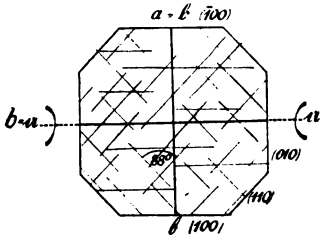


Fig. 46.
Enstatit und Hypersthen. Querschnitt.

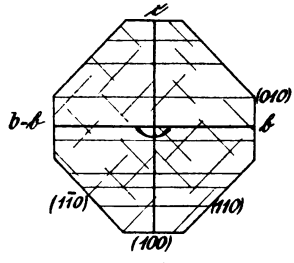


Fig. 47.
Diallag. Querschnitt.

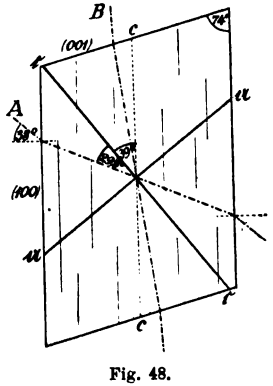


Fig. 48.
Diopsid (Diallag). Schnitt nach der Symmetrieebene.

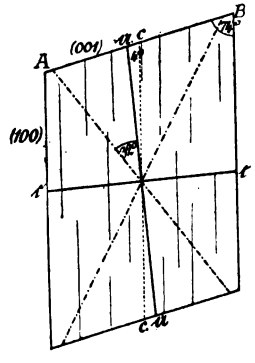


Fig. 49.
Ägirin. Schnitt nach der Symmetrieebene.

Rhombische und monokline Pyroxene (die triklinen spielen keine Rolle unter den gesteinsbildenden Mineralien) kommen häufig in paralleler, oft lamellarer Verwachsung vor. Nach diesen ist die in der Tabelle gegebene Stellung der rhombischen Pyroxene gewählt, bei welcher der spitze Prismenwinkel nach vorn zu liegen kommt, die Querachse also die kürzere Diagonale ist. Wo aufser der fast stets deutlichen prismatischen Spaltbarkeit weitere Spaltrichtungen vorhanden sind, pflegt diejenige nach der Querfläche am vollkommensten zu sein, sie tritt namentlich bei den rhombischen Pyroxenen und beim Diallag hervor; Spaltblättchen der ersteren nach dieser Fläche sind parallel zur Achsenebene, diejenigen des letzteren geben den fast senkrechten Austritt einer Achse. Die monoklinen Pyroxene mit Ausnahme der natronreichen charakterisiert die grofse Auslöschungsschiefe, von den rhombischen unterscheidet sie aufserdem noch ihre viel höhere Doppelbrechung, sowie der Pleochroïsmus, wenn ein solcher vorhanden ist. Durch Flufssäure kann man die Pyroxene aus den Gesteinen leicht isolieren, da sie nur sehr langsam angegriffen werden.

a) Rhombische Pyroxene.

Die eisenarmen Glieder Enstatit und Bronzit, seltener der eisenreiche Hypersthen, bilden meist recht grofse, unregelmäfsig begrenzte Individuen in den körnigen Gesteinen der Reihe Gabbro-Peridotit, sowie in den Olivinfelseinschlüssen der Basalte. Sie zeigen die Spaltbarkeit nach der Querfläche recht vollkommen und haben gewöhnlich einen durch parallel orientierte Einschlüsse brauner Täfelchen und Stäbchen (Titaneisen?) hervorgebrachten metallartigen Schiller, der bei der beginnenden Umwandlung in Serpentin (Bastit) ins Goldgelbe geht. Makroskopisch sind sie im allgemeinen braun in verschiedener Tiefe des Tons, im Dünnschliff erscheinen nur die eisenreichen gefärbt und dann mit charakteristischem Pleochroïsmus, aber ohne bedeutendere Unterschiede in der Intensität der einzelnen Farben. Sehr häufig ist bei dieser Ausbildungsform eine wenig deutlich hervortretende Zwillingslamellierung, welche in eine feine Faserung übergeht, sowie eine lamellare Verwachsung mit Diallag, die infolge der verschiedenen optischen Orientierung der rhombischen und monoklinen Pyroxene (vgl. Fig. 46 u. 47) auch in gerade auslöschenden Schnitten deutlich konstatierbar ist.

Ringsum ausgebildete, meist makroskopisch wenig hervortretende Krystalle finden sich weit verbreitet in Porphyriten

und Andesiten, und hier herrscht der Hypersthen im allgemeinen vor. Die Krystalle sind gedrungen prismatisch mit pyramidaler Endigung, in der vertikalen Zone hauptsächlich von den beiden Endflächen begrenzt (vgl. Fig. 46). Die Spaltbarkeit ist hier fast nur prismatisch; parallele Verwachsungen mit monoklinem Pyroxen finden sich in der Weise, dafs der letztere die Hülle um einen Kern des rhombischen bildet. Häufig sind Glaseinschlüsse, Rundungen der Kanten etc. Dagegen fehlen die orientierten Einschlüsse ebenso wie die Faserung. In der Grundmasse andesitischer Gesteine beobachtet man hin und wieder auch eine zweite Generation von Hypersthen in mikrolithischer Ausbildung. Umwandlungserscheinungen sind verhältnismäfsig häufig, vor allem die Umwandlung in Serpentin, welche die rhombischen Pyroxene namentlich da mitergreift, wo sie als Bestandteile serpentinisierter Olivingesteine auftreten. Doch ist eine ganz analoge Umwandlung auch bei den Krystallen der Porphyrite manchmal zu beobachten. Dann bildet sich, von Quersprüngen ausgehend, ein parallelschuppiges Aggregat von Antigorit heraus, wobei sich die Fläche vollkommener Spaltbarkeit des letzteren parallel zur Querfläche des Pyroxens legt. Spaltblättchen der so gebildeten Pseudomorphose (Bastit) geben den Austritt einer spitzen Bisektrix mit wechselndem Achsenwinkel, wie das für Serpentin charakteristisch ist. Die Namen Diaklasit, Protobastit beziehen sich auf Gemenge von Serpentin mit noch erhaltenem Pyroxen. Hin und wieder entsteht auch Hornblende auf Kosten rhombischer Pyroxene.

b) Monokline Pyroxene.

Die monoklinen Pyroxene finden sich zum Teil in wohlausgebildeten Krystallen von gedrungen prismatischer Form (Augit) oder von langsäuligem Habitus (Diopsid, Akmit). Andernteils bilden sie breitstengelige Aggregate und Krystallkörner, die öfters schon makroskopisch deutlich sichtbar sind (Diallag); schliefslich trifft man sie in lappigen Partien, welche die letzte Ausfüllungsmasse der Diabase bilden. In der Grundmasse von Basalten sind mikrolithische Bildungen äufserst verbreitet, welche manchmal zu skelettartigem Wachstum führen. Inwieweit die in Gesteinsgläsern vorhandenen, mannigfach verästelten, krystallitischen Bildungen zum Pyroxen gehören, ist sehr schwer zu entscheiden, zahlreiche unter diesen werden wohl besser als Hornblende angesehen. Aufser der prismatischen Spaltbarkeit

ist beim Diopsid und Diallag meist eine solche parallel zur Querfläche und eine weitere parallel zur Basis vorhanden, welche allerdings mehr den Charakter von Absonderungen tragen und meist mit lamellarer Zwillingsbildung nach diesen Flächen verbunden sind. Überhaupt sind Zwillinge ziemlich häufig, bald als Juxtapositionszwillinge, bald in Form einzelner eingeschalteter Lamellen nach der Querfläche. In beliebigen pyramidalen Schnitten macht man dann die Beobachtung, dafs die Zwillingslamellen nach der Querfläche die prismatische Spaltbarkeit schief durchschneiden, was schon zu zahlreichen Mifsverständnissen geführt hat. Durch den Gebirgsdruck wird der Diopsid sehr häufig gebogen, während die in Körnern und Tafeln auftretenden Glieder Diallag und gemeiner Augit häufig ein kataklastisches Ansehen erhalten; doch trifft man das letztere auch in jungen Ergufsgesteinen, in denen es nicht wohl auf die Gebirgsbildung zurückgeführt werden kann.

Die Farbe des Diopsids ist makroskopisch licht- bis dunkelgrün, diejenige des Diallags häufiger braun mit bronzeartigem Schiller, der auch hier durch die gesetzmäfsig eingelagerten braun durchsichtigen Täfelchen hervorgebracht wird, die übrigen sind schwarz. Im Dünnschliff werden alle verhältnismäfsig leicht durchsichtig in grünlichen oder bräunlichen Farben; in zahlreichen Fällen ist keine Spur von Pleochroïsmus zu beobachten, in andern, speziell bei Diallag, Fassaït und natronreicherem Augit, ist derselbe recht deutlich, wobei fast stets a und c annähernd gleich, grün bis gelblichgrün und b bräunlich bis rötlichbraun ist. Ein Gehalt an Titansäure giebt sich durch einen violetten Ton des parallel zu b schwingenden Strahls zu erkennen. In den schief auslöschenden Schnitten beobachtet man daher nur selten den Pleochroïsmus; bei reinen Natronaugiten ist derselbe am intensivsten. Die rote bis braunrote Farbe gewisser Augite hat man auf einen Mangangehalt zurückgeführt, doch kann man auch grünliche oder bräunliche durch Glühen an der Luft ebenso färben. Selten finden sich rein gelbe Varietäten. Im allgemeinen sind die Pyroxene in sauren Eruptivgesteinen lichtgrün, in basischen bräunlich, während in natronreichen sattgrüne, pleochroïtische Varietäten auftreten. In den Schiefern sind sie meist farblos. Zonarer Aufbau ist beim Augit sehr verbreitet, bald in scharfen, verschieden gefärbten Zonen parallel zur Umgrenzung, bald in Form des sogen. sanduhrförmigen Aufbaues (vgl. S. 42). Der Winkel der optischen Achsen

ist stets ziemlich grofs; Vorkommnisse mit sehr kleinem Achsenwinkel, welche man mit Salit zu identifizieren versuchte, gehören vielleicht gar nicht zur Pyroxengruppe. Die geneigte Dispersion ist bei den meisten monoklinen Pyroxenen gering, daher löschen sie sehr exakt aus; grofs bis sehr grofs ist sie aber bei den titanhaltigen und den natronreichen Gliedern, sowie beim Fassaït; hier tritt an Stelle der Auslöschung ein Wechsel lebhaft blauer und bräunlicher Interferenzfarben.

Was die Verbreitung der einzelnen Glieder betrifft, so sind Diopsid und Fassaït charakteristische Mineralien der Kontaktgesteine; doch sind auch in zahlreichen Eruptivgesteinen (Andesit, Monzonit) chemisch und optisch dem letzteren mindestens sehr nahe verwandte Pyroxene nachgewiesen worden. Malakolith hat man die lichtgrünen Varietäten genannt, welche selten in granitischen Gesteinen vorkommen, Omphazit diejenigen der Amphibolite und Eklogite. Diallag nennt man die durch Zwillingslamellierung charakterisierten, blätterigen Vorkommnisse im Gabbro und Pyroxenit, welche bald bräunlich bald sehr lichtgrün durchsichtig werden; einzelne Vorkommnisse sind chromhaltig und dann lebhafter grün (Chromdiopsid). In den übrigen basischen Eruptivgesteinen ist der gemeine Augit verbreitet: in den porphyrischen in deutlich ausgebildeten, oft recht grofsen Krystallen, in den körnigen ohne Krystallform; öfter tritt auch titanhaltiger Augit auf.

In den natronreicheren Gesteinen sind die Pyroxene natronhaltige Ägirinaugite, in den Nephelingesteinen selbst endlich besonders häufig Ägirin oder Akmit. Wenn in solchen Gesteinen der Pyroxen zonar struiert ist, so stehen die äufsersten Zonen dem Ägirin am nächsten; ist eine Grundmasse mit einer zweiten Generation von Pyroxen vorhanden, so ist diese die natronreichere und oft von Nephelinmikrolithen ganz erfüllt.

Am häufigsten werden die farblosen Pyroxene mit Olivin oder Epidot verwechselt, von beiden unterscheidet sie die Lage der Achsenebene parallel zur Spaltbarkeit. Die gefärbten sind manchmal der gemeinen Hornblende sehr ähnlich, bei gleicher Tiefe der Färbung ist die Absorption der letzteren in der Hauptzone stärker, die Auslöschungsschiefe geringer, und in gerade auslöschenden Schnitten, in welchen die Spaltrisse circa 120^0 aufweisen, liegt bei der Hornblende die Achsenebene in der Halbierenden des stumpfen, beim Pyroxen in derjenigen des spitzen Winkels.

Umwandlungen der monoklinen Pyroxene sind weit verbreitet. Am häufigsten ist die Chloritbildung, oft begleitet von Epidot, Kalkspat, Titanit etc., welche namentlich den gemeinen Augit ergreift; dann zeigt das Gestein den Charakter der „Grünsteine", welche bei weitergehender Veränderung oft auch schieferig werden (Grünschiefer). Ob monokline Pyroxene auch der Serpentinisierung unterliegen, ist wegen des meist hohen Kalk- und Thonerdegehaltes derselben wenig wahrscheinlich; dieselbe dürfte höchstens da vorkommen, wo der Pyroxen einen ganz untergeordneten Gemengteil serpentinisierter Olivingesteine bildete. In andern Fällen bildet sich der sogen. Uralit: von unregelmäfsigen Querrissen aus lagern sich im Pyroxen parallel zu den Spaltrissen Hornblendenadeln ab, die mehr oder minder den ganzen Pyroxen verdrängen und schliefslich eine einheitliche Pseudomorphose darstellen, welche die Krystallform manchmal noch recht deutlich erkennen läfst. Oft wächst dann auch die neugebildete Hornblende über den ursprünglichen Krystall in schilfigen Aggregaten hinaus. Die Ersetzung des Pyroxens durch Hornblende ist aber keine Paramorphose, da die neugebildete Hornblende ganz anders zusammengesetzt ist als der ursprüngliche Pyroxen. Die Anschauung, dafs die Uralitbildung eine typische Erscheinung der Dynamometamorphose sei, wird schon dadurch sehr erschüttert, ganz abgesehen von zahlreichen andern Beobachtungen, welche direkt dagegen sprechen. So mag nur darauf hingewiesen werden, dafs Hornblende spezifisch leichter ist, also ein gröfseres Volumen hat als der entsprechende Pyroxen. Auch die Chloritisierung wird meist falsch aufgefafst, und zwar als Produkt atmosphärischer Verwitterung. Es scheinen beide Arten der Umwandlung gleichmäfsig ihre Erklärung durch die postvulkanischen Prozesse zu finden, welche allenthalben zu so weitgehenden Veränderungen Anlafs geben. Ganz sicher aber ist die Umwandlung des Augits in Seladonit oder Grünerde auf solche Agentien zurückzuführen, wobei in den kaliarmen bis kalifreien Gesteinen eine bedeutende Zufuhr von Kaliverbindungen stattgefunden haben mufs.

Endlich entsteht der Augit selbst als sekundäres Produkt bei der magmatischen Resorption von Hornblende und Biotit, wie er sich überhaupt unter normalen Verhältnissen am leichtesten von den farbigen Gemengteilen der Gesteine aus dem Schmelzflufs abscheidet; er ist daher auch in der Grundmasse effusiver Gesteine weiter verbreitet als die übrigen.

Lawsonit (8).

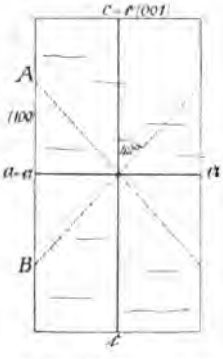


Fig. 50. Lawsonit. Schnitt nach der Längsfläche.

Als Gemengteil einzelner Eklogite wurde der Lawsonit nachgewiesen, er bildet in denselben gröfsere, lappige Partien ohne charakteristische Mikrostruktur. In gewissen Vorkommnissen von Saussurit vermutet man dasselbe Mineral, doch scheinen die Bestimmungen nicht recht zuverlässig, infolge der wenig charakteristischen Eigenschaften des Minerals und der schlechten Ausbildung, welche alle Mineralien im Saussurit aufweisen. Besonders naheliegend ist in solchen Aggregaten die Verwechslung mit Hornblende.

Amphibol(Hornblende-)gruppe (9).

Die Mineralien der Amphibolgruppe haben eine recht vollkommene Spaltbarkeit nach einem Prisma von ca. 124°; sie zeigen stets prismatische Ausbildung, von kurzen, gedrungenen Formen, wie sie die Krystalle von Pargasit oder basaltischer Hornblende aufweisen, bis zu dünnnadeligen, mannigfach zerfaserten Bildungen. In der Vertikalzone ist fast stets Krystallform zu beobachten, neben dem Prisma häufig noch die Längs-

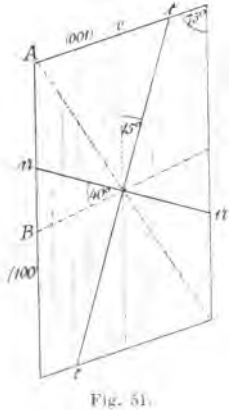


Fig. 51. Strahlstein.

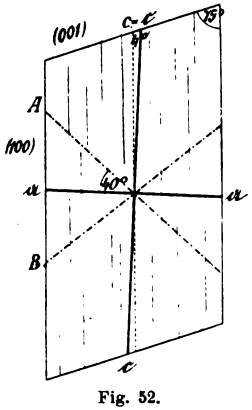


Fig. 52.
Basaltische Hornblende.

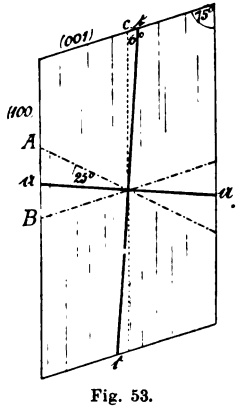


Fig. 53.
Glaukophan.

Schnitte nach der Symmetrieebene.

fläche. Die Amphibole neigen, wo sie in schwebend gebildeten Krystallen auftreten, zu skelettartiger Endausbildung. Eigentliche Krystallskelette von sehr zierlichen Formen scheinen in gewissen Pechsteinen vorzukommen. Zonarstruktur und parallele Umwachsung sind bei verschiedenen Gliedern der Reihe zu beobachten, wenn sie auch nicht zu den charakteristischen

Erscheinungen zählen. Parallele Verwachsungen mit Pyroxen sind namentlich bei den natronreichen verbreitet.

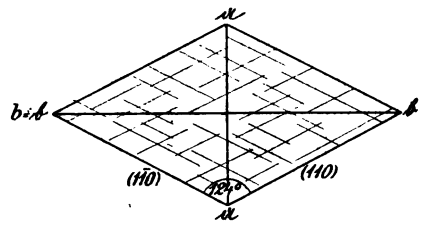


Fig. 54. Querschnitt durch Hornblende.

Im Gegensatz zu den Pyroxenen, mit denen sie nach Farbe, Licht- und Doppelbrechung leicht verwechselt werden können, haben die Amphibole mit Ausnahme einer seltenen Gruppe ziemlich geringe Auslöschungsschiefen von ca. 25° bis 0°, meistens auch im Dünnschliff noch kräftige und ziemlich mannigfaltige Farben, wobei wiederum mit derselben Ausnahme der der Hauptzone am nächsten schwingende Strahl der am stärksten absorbierte ist; die Ebene der optischen Achsen liegt stets parallel zur Symmetrieebene. Die chemische Zusammensetzung der hierhergehörigen Mineralien ist eine ziemlich mannigfaltige, im allgemeinen analog zu derjenigen der Pyroxene, von welchen sie hauptsächlich ein nie fehlender Gehalt an Hydroxyl trennt. Infolgedessen sind unter den Eruptivgesteinen vor allem die Tiefengesteine die Träger der Hornblende, deren Stelle in den effusiven die Augite übernehmen. Ferner findet man, dafs durch die Einwirkung der Hitze Hornblende zu Augit umgewandelt wird, während hydrochemische Prozesse das entgegengesetzte Resultat, die Uralitbildung, hervorbringen. Bei analoger Zusammensetzung ist das spezifische Gewicht und die Lichtbrechung bei den Amphibolen niederer als bei den Pyroxenen, während erstere stärker magnetisch sind.

Pleochroïtische Höfe, meist in braunen Farben, sind weit verbreitet, man trifft sie auch im Uralit, während in dem ursprünglichen Pyroxen keine Spur davon zu finden ist. Licht- und Doppelbrechung steigt in denselben.

Die Amphibole sind nicht schwer schmelzbar, die natronreichen gehören sogar zu den leichtest schmelzbaren Mineralien. Bei schwachem Glühen werden grüne Hornblenden braun und nehmen Absorption und optische Orientierung der basaltischen Hornblende an.

Anthophyllit und Gedrit, wegen ihrer geraden Auslöschung für rhombisch angesehen, sind seltene Gemengteile in krystallinischen Schiefern, sowie in einigen Serpentinen und finden sich in blätterig stengeligen Aggregaten von bräunlicher Farbe. Umwandlungen in Talk und Serpentin sind bekannt.

Tremolit und Strahlstein sind in Kontaktgesteinen und krystallinischen Schiefern verbreitet, beide gewöhnlich in langsäuligen bis nadeligen Individuen, welche prismatische Begrenzung, aber keine Endflächen haben. Die Nadeln häufen sich gerne zu sphärolithen- bis eisblumenähnlichen Aggregaten zusammen, die, makroskopisch oft völlig dicht erscheinend, z. B. den Nephrit zusammensetzen. Sie sind aufserdem die häufigsten Nebenprodukte bei der Umbildung von Olivin in Serpentin und treten schliefslich für sich in Pseudomorphosen nach Olivin (Pilit) auf. Beide sind oft an den Enden zerfasert und gehen in asbestähnliche Aggregate über. Makroskopisch sind sie farblos bis grün, aber nur die eisenreicheren Strahlsteine sind auch noch im Dünnschliff deutlich grün und höchstens ganz schwach pleochroïtisch. Doch ist dann die stärkere Absorption des der Hauptzone zunächst schwingenden Strahls erkennbar.

Makroskopisch saftgrüne, öfters sehr feinfaserige Varietäten, die, meist etwas thonerdehaltig, auch als Pseudomorphosen nach Diallag auftreten, hat man als Smaragdit bezeichnet; im Dünnschliff ist derselbe farblos bis lichtgrün.

Von den thonerdefreien Amphibolen ist noch der Grunerit *(Fe, Mg) SiO_3* bemerkenswert wegen seiner epidotähnlichen Eigenschaften: $n = 1{,}7$, $\gamma - a = 0{,}03$—$0{,}056$; $\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$ farblos, $\mathfrak{c}$ lichtgelb. Spez. Gew. = 3,3. $c : \mathfrak{c} = 15^0$, $2E = 95^0$; optisch +; gewöhnlich zwillingslamelliert nach der Querfläche. Ferner der bräunliche Cummingtonit *(Mg, Fe) SiO_3* ($\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$ lichtgelb, $\mathfrak{c}$ lichtbräunlich) mit $c : \mathfrak{c} = 15^0$ und $\gamma - a = 0{,}022$. Die petrographische Bedeutung derselben ist noch wenig bekannt.

Eisenarme, thonerdereiche Amphibole (Edenit), im Dünnschliff meist gleichfalls farblos oder ganz lichtgrün, sind von den bisher besprochenen nicht zu unterscheiden. Etwas kräftiger gefärbt, aber noch ohne die bezeichnende starke Absorption der Hauptzone ist der Pargasit, der in Kontaktgesteinen öfters in ringsum entwickelten Krystallen vorkommt; derselbe bildet den Übergang zu der thonerdereichen, gemeinen, grünen Hornblende, die makroskopisch schwarzgrün erscheint. Diese trifft man in kompakten Körnern in den an Natron ärmeren, an Kieselsäure reicheren Tiefengesteinen, deren porphyrartige Ausbildungsformen dieselbe hin und wieder in ringsum entwickelten Krystallen aufweisen; hier tritt die sehr kräftige Absorption stets deutlich hervor. In Kontaktgesteinen findet

man die grüne Hornblende oft in Übergängen in den Karinthin in garbenförmigen Aggregaten (Garbenschiefer); ferner ist sie besonders weit verbreitet in den krystallinischen Schiefern, speziell den Amphiboliten, in welchen sie bald kurze Fetzen bald parallelstengelige und an den Enden ausgefaserte Partien (schilfige Hornblende) bildet. Der letzteren Ausbildungsform sehr ähnlich sind die Pseudomorphosen nach Augit, Uralit, welche man in zahlreichen basischen Eruptivgesteinen findet (vgl. S. 101). Die grüne Hornblende ist neben Chlorit das häufigste grüne Pigment der Schiefergesteine.

In den Porphyriten tritt an Stelle der grünen Hornblende eine braungrüne Varietät in kurzprismatischen Krystallen, bei welcher die nach *b* schwingenden Strahlen besonders deutlich bräunlich sind. Diese geht über in rein braune, eisenoxydreichere Varietäten, welche dem Eisengehalt entsprechend tiefer oder weniger tief gefärbt sind. Die am lichtesten gefärbten Varietäten der gemeinen, braunen Hornblende sind makroskopisch braunschwarz, sie ersetzen in den basischen Tiefengesteinen die grüne vollkommen; wo in solchen Gesteinen Hornblende primär ist, gehört sie der braunen Varietät an. Sekundäre, der Uralitbildung analoge Prozesse wandeln die braune, primäre oft in sekundäre, grüne, schilfige Hornblende um. Unter den kieselsäurereicheren Gesteinen, welche braune Hornblende führen, sind vor allem die Tonalite und gewisse Granulite zu nennen. Aufserdem trifft man dieselbe in Einsprenglingen in zahlreichen porphyrischen Gesteinen, und besonders bezeichnend ist für gewisse Lamprophyre, dafs in denselben die braune Hornblende in kleinen Nädelchen einen Hauptbestandteil der Grundmasse darstellt. Kommt in den eisenreicheren Varietäten noch Titansäure hinzu, so wird das Mineral makroskopisch rein schwarz und pechglänzend, und im Dünnschliff erscheint die Absorption in der Hauptzone immer vollkommener, während sich die Auslöschungsschiefe bis zu 0° vermindert; man bezeichnet diese Reihe als basaltische Hornblende (bis 5% TiO_2). Dieselbe ist in zahlreichen Effusivgesteinen verbreitet, meist in ringsum begrenzten, kürzer oder länger prismatischen Krystallen. Ihre Licht- und Doppelbrechung ist bedeutend höher als diejenigen aller übrigen Amphibole. Randlich beobachtet man oft eine besonders intensiv absorbierende Zone, welche wohl durch die Einwirkung des Schmelzflusses auf das fertig gebildete Mineral

entstanden ist. Diese führt zur magmatischen Resorption, wobei Pseudomorphosen von Augit und Magneteisen nach Hornblende entstehen, und schliefslich wird auch noch die Form zerstört, so dafs oft in den Tuffen grofse Krystalle von basaltischer Hornblende vorhanden sind, während man in dem Effusivgestein selbst keine Spur mehr von derselben findet. Als Kärsutit (6—7% TiO_2) wurde die titanreichste Varietät bezeichnet.

Ungemein mannigfaltig sind die natronreichen Glieder der Amphibolgruppe, unter welchen in der Hauptsache die vorzugsweise in Kontaktgesteinen und krystallinischen Schiefern, speziell den Eklogiten, verbreiteten eisenoxydärmeren Glieder sich von den eisenoxydreichen trennen lassen, die ihre Hauptverbreitung in der Reihe der natronreichen Eruptivgesteine haben.

Von der gemeinen grünen Hornblende führen Übergänge zu dem makroskopisch blauschwarzen, auch im Dünnschliff meist noch kräftig gefärbten Karinthin, für welchen besonders die blaugrüne Farbe des der Längsrichtung zunächst schwingenden Strahls bezeichnend ist, und dieser geht über in den im Dünnschliff meist sehr zart blau gefärbten Glaukophan oder Gastaldit.

Ebenso zweigt eine Reihe von der basaltischen Hornblende ab; die dieser zunächst stehenden, an Titan ziemlich reichen, natronhaltigen Barkevikite sind noch braun und von jener nur durch die etwas gröfsere Auslöschungsschiefe $c : c$ = ca. 14° zu unterscheiden. Sie finden sich besonders im Nephelinsyenit und Monchiquit. Dem Barkevikit wiederum scheint die eigenartigste Reihe der Amphibolmineralien nahe zu stehen, die seltenen Katoforite, welche sich durch grofse Auslöschungsschiefen $c : c$ = 30°—60°, durch eigentümlich rötliche Farben, sowie durch die kräftige Absorption quer zur Hauptzone von allen übrigen Amphibolen unterscheiden ($\mathfrak{b}$ braunrot bis violett, $\mathfrak{c}$ gelbgrün, $\mathfrak{a}$ rötlichgelb, $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$). Diese sind sehr häufig randlich umwachsen von dem titanfreien Arfvedsonit, der, durch blaugrüne Farben ausgezeichnet, wie die übrigen Amphibole eine sehr starke Absorption in der Hauptzone zeigt, welcher aber hier die Richtung $\mathfrak{a}$ entspricht. Der Arfvedsonit ist ein verbreiteter Gemengteil der Natrongesteine.

Das reine Natroneisenoxydsilikat, der Riebeckit, kommt namentlich in Natrongraniten vor; bei ihm ist die Absorption in der Hauptzone selbst in dünnen Schliffen noch fast vollkommen. Sehr nahe verwandt mit dem Riebeckit ist der Krokydolith,

welcher etwas lichter gefärbt ist und in dem die Auslöschungsschiefe $c : c = 65^0 — 70^0$ beträgt (a blau, b violett, c grünlichgelb); er ist namentlich als asbestartige Neubildung auf Klüften bekannt. Ferner gehört hierher der in Kontaktgesteinen vorkommende Crossit mit Auslöschungsschiefe $c : c = 77^0$ und demselben Pleochroïsmus. Die letzteren beiden werden häufig mit Glaukophan verwechselt, namentlich dürften unter den sekundären blauen Hornblenden, welche teils in Form von Uralit, teils als Neubildungen auf Klüften vorkommen, eher diese beiden als Glaukophan zu vermuten sein.

Im Dünnschliff gewöhnlich farblose Amphibole sind: Anthophyllit, Tremolit, Edenit; grün: Strahlstein, Pargasit und gemeine grüne Hornblende; blaugrün: Karinthin und Arfvedsonit; blau: Glaukophan, Riebeckit (Krokydolith, Crossit); gelblich: Grunerit und Cummingtonit; braun: gemeine braune Hornblende, basaltische Hornblende und Barkevikit; rötlich bis violett: Katoforite.

Ferner ist die Auslöschungsschiefe $c : c = 0^0$ Anthophyllit und Gedrit, $0—10^0$ *h* basaltische Hornblende, $4—6^0$ Glaukophan, $12—14^0$ Barkevikit, braune Hornblende, $15—18^0$ Strahlstein, Pargasit, $20—25^0$ grüne Hornblende, $30—60^0$ Katoforit, $65—70^0$ Krokydolith, 76^0 Arfvedsonit, 77^0 Crossit, $85—86^0$ Riebeckit.

Bemerkenswert ist noch im Gegensatz zur Pyroxengruppe die Abnahme der Doppelbrechung in den natronreicheren Gliedern, sowie die kräftige Dispersion der optischen Achsen in denselben.

Umwandlungserscheinungen sind in der Amphibolgruppe weit verbreitet; sie führen meist zur Bildung von Chlorit und Epidot, wobei sich etwa vorhandene Titansäure als Anatas oder Titanit abscheidet; andernteils bilden sich thonige Umwandlungsprodukte neben Karbonaten und Quarz. Gegen Säuren aber sind die Amphibole sehr widerstandsfähig. Die aufserordentlich mannigfaltige Beschaffenheit der Hornblendemineralien giebt Anlafs zu zahlreichen Verwechslungen, so vor allem mit Pyroxenen. Abgesehen von dem Unterschied im Winkel der Spaltrisse, welcher die Unterscheidung im Querschnitt ermöglicht, zeichnen sich die letzteren durch gröfsere Auslöschungsschiefen, und wenn sie gefärbt sind, durch geringere Absorptionsunterschiede aus. Ferner ist dem Tremolit ähnlich der Sillimanit, welch letzterer durch

gerade Auslöschung in allen Schnitten und sehr kleinen Achsenwinkel in Querschnitten sich unterscheidet; sodann der Wollastonit, in welchem die Achsenebene quer zur Hauptzone liegt, der Diaspor, der negativen Charakter der Hauptzone hat, der Disthen, welcher namentlich in Spaltblättchen durch den fast senkrechten Austritt der ersten Mittellinie unterschieden ist, der Lawsonit, der stets gerade auslöscht, sich beim Erhitzen trübt und ziemlich leicht schmilzt; Spaltblättchen des letzteren sind parallel zur Achsenebene. Grüne Hornblenden gleichen oft dem Turmalin, dessen stärkste Absorption quer zur Hauptzone liegt, dem Chlorit, der viel schwächere Licht- und Doppelbrechung hat, oder dem Chloritoïd, in welchem die Achsenebene quer zur Hauptzone liegt. Brauner Hornblende ähnlich ist wiederum häufig der Turmalin; ferner Orthit, Staurolith und Akmit, die drei letzten durch viel höhere Lichtbrechung und schwächere Absorption ausgezeichnet; sodann Biotit mit schwächerer Lichtbrechung, Lage der Achsenebene quer zur Hauptzone, in Spaltblättchen symmetrisches, meist optisch einachsiges Achsenbild. Blaue Hornblenden sind gleichfalls oft mit Turmalin zu verwechseln, in seltenen Fällen ist auch speziell der Karinthin dem Chloritoïd sehr ähnlich.

An die Amphibolgruppe schliefst man den triklinen Änigmatit (Cossyrit) an, der aber wohl nicht zu derselben gehört; er bildet prismatische, nach der Längsfläche zwillingslamellierte Körner und Krystalle in natronreichen Eruptivgesteinen mit weniger vollkommener Spaltbarkeit nach einem Prisma von 114°. Härte = 5½; Dichte = 3,8. Achsenebene ist nahezu die Längsfläche, auf dieser ist $c : \mathfrak{c} = 45° v$, auf der Querfläche = 4°; $2E = 60°$, +. $\mathfrak{c}$ schwarzbraun, fast opak, $\mathfrak{b}$ tiefbraun, $\mathfrak{a}$ lichter rotbraun; stark lichtbrechend. Der Änigmatit wird von heifser Salzsäure angegriffen und schmilzt leicht zu schwarzem Glas.

Axinit (10).

Der Axinit ist ein seltenes Produkt der Kontaktmetamorphose resp. pneumatolytischer Thätigkeit. Wo er Krystallform zeigt, sind seine Durchschnitte keilförmig. Färbung und Pleochroïsmus sind meistens nur ganz zart angedeutet. Die Borreaktion ist sehr charakteristisch.

Rinkit (10).

Mit andern seltenen Mineralien, wie Mosandrit, Låvenit etc., findet sich der Rinkit accessorisch in einzelnen Nephelinsyeniten, meist durchwachsen von Flufsspat. Von Salzsäure wird er auch im Schliff rasch zersetzt unter Abscheidung von Kieselsäure; er schmilzt leicht unter Aufschäumen und Abgabe von Fluor. Spaltblättchen lassen den fast senkrechten Austritt der positiven Bisektrix erkennen. Nicht selten ist er zu gelben, trüben Aggregaten zersetzt.

Sillimanit (10).

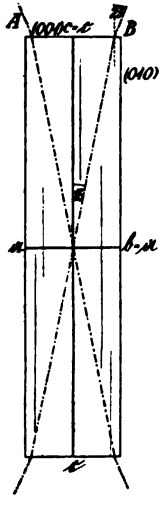


Fig. 55. Sillimanit. Schnitt nach der Querfläche.

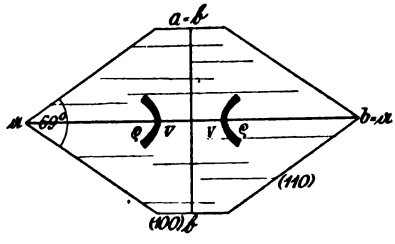


Fig. 56. Schnitt nach der Basis.

Der Sillimanit bildet farblose Nadeln ohne Endflächen, welche oft äufserst fein verfilzte, makroskopisch seidenglänzende, erst im dünnsten Schliff durchsichtige Aggregate (Fibrolith) bilden, und gerne radialstrahlig angeordnet sind. In Kontaktgesteinen trifft man sie in mannigfach gewundenen Bändern, welche die übrigen Gesteinsgemengteile durchsetzen. Längsschnitte sind schmal leistenförmig, oft stark gebogen und quer gegliedert; basische Schnitte zeigen nur da gute Form, wie Fig. 57, wenn die Individuen vereinzelt sind. Seine hauptsächlichste Verbreitung besitzt er in thonerdereichen Kontaktgesteinen, sowie in einigen Gneisen. Umwandlungserscheinungen sind nicht bekannt. Betreffs mikroskopischer Unterscheidung von Apatit resp. Tremolit siehe dort. Von Chloritoïd unterscheidet sich der Sillimanit durch den positiven Charakter der Hauptzone, ebenso von Andalusit.

Datholith (10).

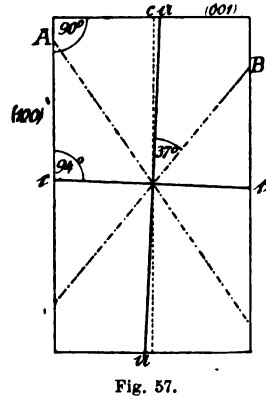


Fig. 57. Datholith. Symmetrieebene.

Der Datholith ist nur als sekundäre Bildung, hauptsächlich auf Hohlräumen in Eruptivgesteinen bekannt; seine Verbreitung als Gesteinsgemengteil ist noch nicht erforscht. Er bildet körnige oder faserige Aggregate (Bothryolith), letztere mit querliegender Achsenebene. Vor dem Lötrohr schmilzt er unter Kochen und Grünfärbung der Flamme zu klarem Glase. Das Pulver reagiert vor dem Schmelzen kräftig alkalisch.

Mosandrit (10).

Mit Rinkit etc. zusammen und von Flufsspat durchwachsen findet sich der Mosandrit in kleinen Täfelchen accessorisch in Nephelinsyeniten. Er ist sehr spröde, daher meist rissig. Die leisten-

förmigen Querschnitte zeigen Zwillingslamellierung. Oft ist das Mineral in erdige, braune bis opake Aggregate umgewandelt. Der sehr ähnliche Johnstrupit scheint etwas schwächer lichtbrechend zu sein. Der Mosandrit ist leicht zu lichter Perle schmelzbar, mit Salzsäure giebt er eine dunkelrote Lösung, welche Chlor entwickelt.

Dumortiërit (10).

Aufser in Pegmatiten findet sich der Dumortiërit in winzigen, durch die intensive Farbe und den kräftigen Pleochroïsmus auffallenden Nadeln oder Büscheln in einzelnen Kontaktgesteinen. Öfters bildet er auch Durchkreuzungsdrillinge nach dem Aragonitgesetz. Die stärkere Absorption parallel zur Hauptzone unterscheidet ihn von dem ähnlichen Piëmontit. Er ist als Einschlufs im Cordiërit von pleochroïtischen Höfen umgeben. Vor dem Lötrohr unschmelzbar und erst in lichter Rotglut entfärbt. Mit Phosphorsalz giebt er eine opalisierende Perle.

Schwerspat (10).

Der Schwerspat bildet körnige, seltener auch blätterige Aggregate ohne deutliche Umgrenzung, welche hin und wieder als Ausfüllung von Klüften und Hohlräumen, als Zement von Sandstein etc. vorkommen. Doch ist seine Verbreitung als Gesteinsgemengteil noch wenig studiert.

Andalusit (10).

Den Andalusit trifft man in meist kurzprismatischen, gerundeten Krystallen, deren Spaltbarkeit häufig nicht zu erkennen ist. Die einzelnen Individuen lagern sich gerne zu divergentstrahligen, oft auch fingerartig gegliederten Haufwerken zusammen. Im Dünnschliff ist er farblos oder blafs rötlich gefärbt in fleckiger Verteilung und dann pleochroïtisch. Hin und wieder trifft man parallele Verwachsungen mit Sillimanit. Besonders charakteristisch ist die Anordnung graphitischer Einschlüsse, welche Fig. 58 u. 59 andeuten (Chiastolith). Oft ist der Andalusit zu dichten Aggregaten von Glimmer zersetzt, die Anordnung der

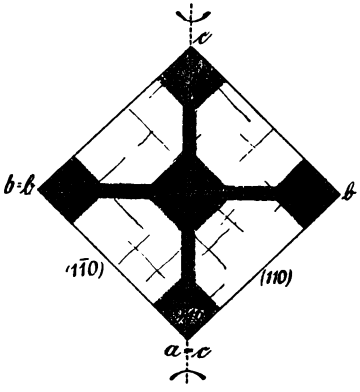


Fig. 58. Andalusit. Schnitt nach der Basis.

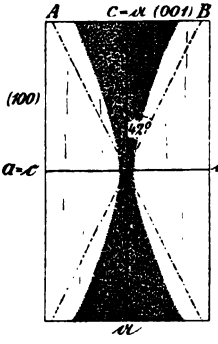


Fig. 59. Längsfläche.

Einschlüsse läfst die Pseudomorphose dann oft noch sicher erkennen; in andern Fällen aber, wo die regelmäfsige Anordnung fehlt und oft nur recht undeutliche äufsere Form vorhanden war, sind diese Glimmerhaufwerke nur unsicher bestimmbar, wie namentlich in zahlreichen Knotenschiefern. Seine Hauptverbreitung besitzt er in thonerdereichen Kontaktgesteinen. Von den drei Modifikationen des Thonerdesilikats ist der Andalusit der leichteste; er fehlt daher in Gesteinen, welche sich unter hohem Druck gebildet haben. Die Unterscheidung von Sillimanit giebt der negative Charakter der Hauptzone, von Diopsid die schwächere Doppelbrechung und das rhombische Verhalten aller Durchschnitte.

Prehnit (10).

Zu den Mineralien, deren petrographische Bedeutung noch wenig bekannt ist, gehört der Prehnit, bis jetzt in strahlig-faserigen Aggregaten namentlich aus den Mandelräumen der Eruptivgesteine bekannt; die parkettartige Felderteilung der Querschnitte der meist faserigen Aggregate scheint charakteristisch zu sein. Unter den Mineralien, welche den Saussurit zusammensetzen, ist unzweifelhaft auch der Prehnit vorhanden, welcher aber in verschiedenen Vorkommnissen so wechselnde optische Eigenschaften aufweist, dafs seine mikroskopische Bestimmung bis jetzt keineswegs durchgeführt werden konnte.

Aragonit (11).

Der Aragonit ist ein seltener Gesteinsgemengteil, meist in stengeligen Aggregaten auftretend, die man nur schwer von faserigem Kalkspat unterscheidet; der Mangel der Spaltbarkeit ist das hauptsächlichste Kennzeichen, wo die Beobachtung des Achsenbildes nicht möglich ist.

Wollastonitgruppe (11).

Der Wollastonit bildet stengelige bis blätterige Individuen, deren Längsrichtung der Symmetrieachse parallel ist; parallel zu dieser sind die Durchschnitte daher leistenförmig, senkrecht dazu meist etwas verlängert nach der Querfläche und von 6—8 Flächen umgrenzt. Die Spaltrisse gehen insgesamt der Symmetrieachse parallel, und im Querschnitt erscheinen neben zwei sehr vollkommenen nahezu rechtwinkligen Rifssystemen eine Reihe anderer, die weniger deutlich ausgebildet sind (vgl. Fig. 60). Zwillingsbildungen nach der Querfläche sind

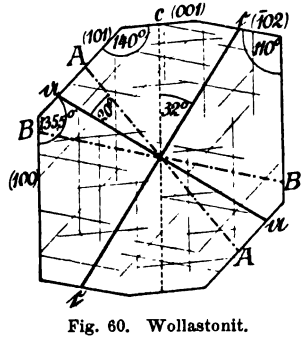


Fig. 60. Wollastonit. Schnitt nach der Symmetrieebene.

sehr verbreitet, in den Querschnitten an der schiefen Auslöschung kenntlich. Die Lage der Ebene der optischen Achsen quer zu den Spaltrissen der gerade auslöschenden Schnitte, der verhältnismäfsig kleine Achsenwinkel mit ungewöhnlich deutlicher, geneigter Dispersion charakterisieren neben den übrigen optischen und chemischen Eigenschaften das stets farblose Mineral sehr gut. Der Wollastonit ist vor allem charakteristisch für körnige Kalke; in feldspatführenden Gesteinen trifft man ihn nur in der Nachbarschaft derartiger Einlagerungen. Soweit es sich um Vorkommnisse in Eruptivgesteinen handelt, dürften resorbierte Kalkeinschlüsse die Ursache für sein Auftreten bilden, oder aber er bildet Pseudomorphosen nach Anorthit. Das befeuchtete Pulver reagiert alkalisch, vor dem Lötrohr schmilzt er zu krystallinischer Schlacke. Seine Angreifbarkeit durch Salzsäure unterscheidet ihn von den zahlreichen Mineralien, mit welchen die meist schlecht ausgebildeten Durchschnitte des Wollastonits verwechselt werden können.

An den Wollastonit schliefst sich der Pektolith an, in faserigen bis strahligen Partien als Neubildung, namentlich auf Klüften der Eruptivgesteine hin und wieder auftretend. Die Orientierung der Achsenebene parallel zur positiven Hauptzone und die gröfsere Doppelbrechung unterscheiden ihn vom Wollastonit.

Noch seltener ist der Rosenbuschit, der radialfaserige, farblose bis gelbliche Aggregate in Nephelinsyeniten bildet; auch bei ihm liegt die Achsenebene parallel zur Hauptzone, welche aber negativ ist.

Humitgruppe (11).

Die Mineralien der Humitgruppe sind mikroskopisch gewöhnlich nicht voneinander zu unterscheiden, sie finden sich meist in Kontaktkalken in

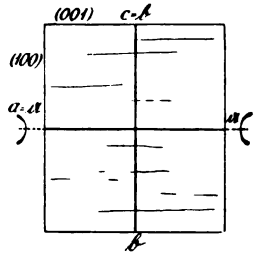


Fig. 61. Humit.

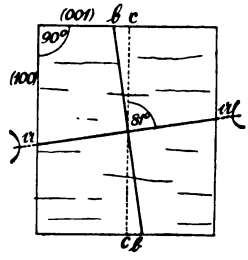


Fig. 62. Klinohumit.

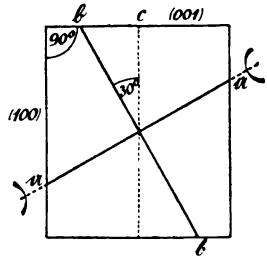


Fig. 63. Chondrodit.

Schnitte nach der Längsfläche.

gerundeten Körnern, deren Spaltbarkeit schlecht ausgebildet zu sein pflegt; häufiger sind unregelmäfsige Risse. Zwillingslamellierung nach der Basis ist bei Chondrodit und Klinohumit verbreitet. Sind die Humite farblos, so er-

scheinen sie dem Olivin äufserst ähnlich, von welchem sie nur unterschieden werden können, wenn Spaltrisse oder Zwillingslamellierung vorhanden sind. Über die Unterscheidung der gefärbten Varietäten vom Titanolivin siehe dort. Die Humite gehen oft in Serpentin über unter Bildung der Maschenstruktur, auch Brucit entsteht bei solchen Umwandlungen. Vor dem Lötrohr brennen sie sich weifs, ohne zu schmelzen.

Topas (11).

Der Topas bildet kurzprismatische Krystalle und Krystallkörner, welche in den Längsschnitten die vollkommene Spaltbarkeit in wenigen, aber scharfen Rissen zeigen. Spaltblättchen geben den Austritt der ersten positiven Mittellinie mit wechselndem, meist ziemlich grofsem Achsenwinkel. Aufserdem trifft man das Mineral in stengeligen und radialstrahligen Aggregaten besonders da, wo es durch Fumarolenthätigkeit aus andern Mineralien entstanden ist, z. B. in den sogen. topasierten Quarzporphyren, welche mit Zinnerzgängen zusammenhängen. Als primären Gemengteil kennt man das Mineral in den zugehörigen Graniten; sonst ist es selten. Im Dünnschliff ist der Topas stets farblos, von Quarz durch stärkeres Relief unterschieden. Sehr schwierig kann seine Unterscheidung gegenüber von Sillimanit werden, der allerdings durch höhere Licht- und Doppelbrechung ausgezeichnet ist. Der Topas läfst sich aus den Gesteinen auf Grund seines hohen spezifischen Gewichts und seiner Widerstandsfähigkeit gegen Säuren leicht isolieren. Vor dem Lötrohr ist er unschmelzbar und wird unter Aufblättern weifs. Spaltblättchen geben den senkrechten Austritt einer positiven Bisektrix eines gewöhnlich sehr grofsen Achsenwinkels.

Anhydrit (11).

Der Anhydrit bildet für sich in körnigen bis stengeligen Aggregaten ein Gestein, welches leicht in Gips übergeht. Makroskopisch gerne bläulich oder rötlich gefärbt, erscheint er im Dünnschliff stets farblos mit drei verschieden gut ausgebildeten Spaltungsrichtungen. Charakteristisch ist die Löslichkeit im Wasser, aus dem beim Verdunsten Gips krystallisiert. Im Dünnschliff ist er dem Muscovit äufserst ähnlich, welcher aber nur eine deutliche Spaltungsrichtung besitzt.

Glimmergruppe (12).

Die Mineralien der Glimmergruppe haben mit den Sprödglimmern, den Chloriten, dem Talk, Kaolin, Pyrophyllit, Hydrargillit etc. die sehr vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis gemeinsam, sowie die meist pseudohexagonale, tafelige Ausbildung. Die Glimmer haben hohe Doppelbrechung und eine die des Canadabalsams nur wenig übersteigende Lichtbrechung; die Sprödglimmer haben umgekehrt niedere bis sehr niedere Doppelbrechung, aber hohe Lichtbrechung; bei den Chloriten ist sowohl die Doppelbrechung als die Lichtbrechung gering.

Von der Glimmergruppe kommen für die Gesteine in Betracht: Kaliglimmer, Muscovit; Magnesiaglimmer, Phlogopit und Biotit; und die Lithionglimmer, welche man kurz als Lithionite zusammenfafst. Die Bestimmung des Krystallsystems der Glimmer ist auf optischem Wege meistens nicht möglich; weitaus die meisten zeigen gerade Auslöschung, obwohl sie monoklin krystallisieren, und auch scheinbar optisch einachsige Varietäten sind weit verbreitet. Wo ein deutlich konstatierbarer Achsenwinkel vorhanden ist, fällt die negative Halbierende des spitzen Winkels mit der Vertikalachse fast genau zusammen, während bei den einachsigen diese Richtung die optische Achse ist. Spaltblättchen von Glimmer geben daher im konvergenten Licht fast stets ein symmetrisches Achsenbild. Die Achsenebene liegt bald senkrecht zur Symmetrieebene, Glimmer erster Art (Fig. 64), bald parallel zu derselben, Glimmer zweiter Art (Fig. 65). Zu ersteren gehört vor allem der Muscovit, zu letzteren die meisten Biotite. Man erkennt die Orientierung mittels der Schlagfigur, welche in allen Skizzen der basischen Schnitte der hierher gehörigen Mineralien eingezeichnet ist (vgl. S. 37). Zwillingsbildungen sind weit verbreitet, meist sind sie nach der Basis verwachsen; in Querschnitten beobachtet man dieselben infolge der geraden Auslöschung gewöhnlich nicht; dagegen erkennt man sie in dickeren Spaltblättchen an den gestörten Achsenbildern. Die Glimmer sind elastisch, gegenüber dem Gebirgsdruck vollkommen biegsam, so dafs sie in mannigfach gebogenen Formen vorkommen; hin und wieder tritt dabei eine Zerreifsung nach den Gleitflächen quer zur Spaltbarkeit ein, und von solchen Trennungsfugen vor allem geht die Umwandlung in Chlorit etc. vor sich.

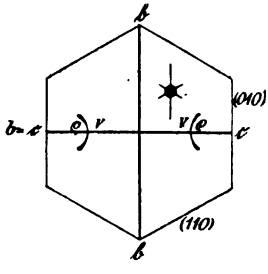


Fig. 64. Glimmer erster Art.

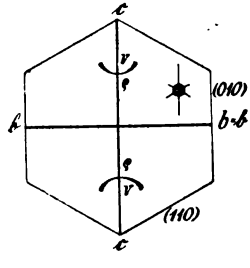


Fig. 65. Glimmer zweiter Art.

Gefärbte Glimmer zeigen stets kräftige Absorptionsunterschiede, die braunen in höherem Mafse als die selteneren grünen; die stärker absorbierten Strahlen liegen parallel oder nahezu parallel zu der Richtung der Spaltbarkeit und zeigen unter sich

meist keine Unterschiede. Spaltblättchen sind daher gewöhnlich nicht pleochroïtisch. In den pleochroïtischen Höfen, welche man im Glimmer aller möglichen Gesteine trifft, liegen die stärker, oft vollkommen absorbierenden Richtungen gleichfalls parallel zu den Spaltrissen; Licht- und Doppelbrechung ist in denselben erhöht.

Die Glimmer sind stets hydroxylhaltig; man trifft sie daher häufig in den Tiefengesteinen, während sie in den Ergufsgesteinen oft magmatisch resorbiert sind. Das spezifische Gewicht ist durchschnittlich hoch, doch lassen sie sich infolge ihrer dünnblätterigen Ausbildung nur schwer isolieren; die eisenreicheren werden vom Elektromagneten leicht angezogen. Die lichtgefärbten Glimmer werden selbst von Flufssäure nur langsam angegriffen, die dunkeln schon durch Salzsäure entfärbt und verlieren dabei allmählich ihre Doppelbrechung. Die Schmelzbarkeit ist sehr verschieden von dem ziemlich schwer schmelzbaren Muscovit bis zu den leicht schmelzbaren Lithionglimmern.

Der Muscovit ist in Eruptivgesteinen ein seltener primärer Gemengteil; aufser in den granitischen Pegmatiten, in welchen oft sehr grofse Krystalle vorkommen, bildet er in den Zweiglimmergraniten unregelmäfsig begrenzte Blättchen, welche meist schon makroskopisch durch ihren lebhaften Glanz auffallen. Ferner trifft man oft massenhaft winzigste Schüppchen in den völlig frischen Plagioklasen zentralalpiner Biotitgranite eingeschlossen. Als sekundäre Bildungen sind dichte, wirrschuppige Aggregate muscovitähnlicher Glimmer häufig, so als Pseudomorphosen nach Feldspat, Nephelin etc.; während aber der eigentliche Muscovit einen scheinbaren Achsenwinkel von meist ca. 70° hat, ist dieser in solchen Aggregaten gewöhnlich nur 25—30°, auch werden sie von Säuren leichter angegriffen und nähern sich dadurch dem Sericit. Aggregate von Natronglimmer, Paragonit, sind sehr ähnlich ausgebildet und unter dem Mikroskop nicht von jenen zu unterscheiden.

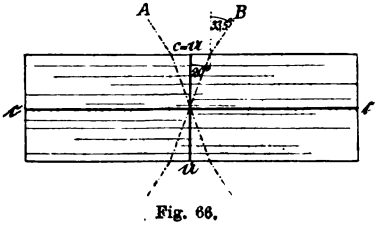


Fig. 66.
Muscovit. Symmetrieebene.

Viel weiter verbreitet ist der Muscovit in den krystallinischen Schiefern, in welchen er bald einzelne gröfsere, aber schlecht begrenzte Individuen bildet, bald besonders gerne

zu Membranen verbunden alle übrigen Gesteinsgemengteile mit einer glänzenden Hülle umgiebt. Diese Membranen werden in der Reihe der Phyllite immer feiner und sind schliefslich nur an dem seidenartigen Schimmer der Schichtflächen noch erkennbar; dann bezeichnet man sie als Sericit, der nicht genau die Eigenschaften des Muscovits hat, wie oben erwähnt wurde. Diese sericitartigen Glimmer bilden hin und wieder auch den vorherrschenden Gemengteil von Gesteinen, der glänzenden Sericitschiefer, die in vielen Fällen aus Quarzporphyr hervorgegangen sind; man faſst in solchen Gesteinen den Sericit gewöhnlich als ein Ergebnis der gebirgsbildenden Prozesse auf. Inwieweit die farblosen Glimmer der basischeren Schiefergesteine, namentlich der Amphibolite und Eklogite, hierher gehören, bedarf noch eingehender Untersuchung, da man unter diesen häufig genug optisch einachsige trifft.

Der Muscovit ist stets ein Glimmer erster Art, öfter ist er parallel verwachsen mit Biotit; eigentümliche palmblattähnliche Verwachsungen mit Quarz, die in pegmatitischen Gesteinen vorkommen, hat man als *mica palmé* bezeichnet. Umwandlungserscheinungen sind an demselben nicht bekannt; er findet sich auch oft in den Trümmergesteinen, wird aber hier ohne genauere Untersuchung mit ausgebleichtem Biotit verwechselt.

Der Phlogopit ist ein typisches Mineral kontaktmetamorpher Kalke, zumeist in gerundeten, öfter auch nach der Vertikalachse gestreckten Krystallen auftretend, makroskopisch meist sehr lichtbräunlich gefärbt. Im Dünnschliff ist er farblos und unterscheidet sich vom Muscovit dadurch, daſs er gewöhnlich nahezu optisch einachsig ist, und daſs die Spaltrisse viel weniger scharf zu sein pflegen. Auch schiefe Auslöschung kommt vor. Nadelförmige Einschlüsse (Sillimanit, Rutil) ordnen sich gerne diagonal zu den Strahlen der Schlagfigur, und bei der hin und wieder vorkommenden Umwandlung entstehen neben schuppigen Aggregaten sagenitähnliche Verwachsungen von Rutil. Im übrigen ist die Verbreitung des Phlogopits in den Gesteinen noch wenig bekannt.

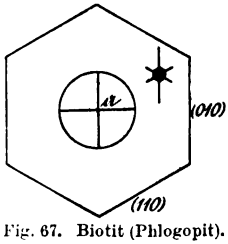


Fig. 67. Biotit (Phlogopit). Spaltblättchen.

Sehr viel weiter verbreitet ist der Biotit, makroskopisch braun bis schwarz gefärbt, oft mit bronzeartigem Glanz; seltener sind grüne Varietäten. Die tief rotbraunen Rubellane

der basischen Ergufsgesteine sind meist stark magmatisch resorbiert. Einzelne Varietäten sind Glimmer erster Art, Anomit, häufig mit einer Auslöschungsschiefe von 4—5°; die meisten sind Glimmer zweiter Art, Meroxen und Lepidomelan; der letztere ist besonders reich an Eisen und an Titansäure, die Absorption des parallel zur Spaltbarkeit schwingenden Strahls ist dann selbst in dünnen Schliffen noch fast vollkommen. In manchen Varietäten ist der Achsenwinkel ziemlich grofs, bis 60°, und gleichzeitig damit tritt eine Verschiedenheit der beiden in der Spaltfläche schwingenden Strahlen hervor (b goldgelb, c rotbraun). Im Dünnschliff sind die meisten Biotite braun in verschiedener Intensität, seltener gelbbraun oder rotbraun oder endlich grün gefärbt (a gelblich, b = c grün). Der Biotit ist in Eruptivgesteinen, krystallinischen Schiefern und Kontaktgesteinen weit verbreitet; die am besten umgrenzten Kryställchen trifft man in glasigen Effusivgesteinen, während sie in sonstigen Effusivgesteinen um so mehr resorbiert erscheinen, je mehr es zur krystallinischen Entwicklung des oberflächlich ergossenen Gesteins gekommen ist. Häufig sind Einschlüsse von Apatit und Zirkon, erstere ohne, letztere mit pleochroïtischen Höfen (vgl. Fig. 12 S. 44), ferner von sagenitartigen Aggregaten von Rutil. In granulitischen Gesteinen sind die Durchschnitte von gerundeten Quarzkrystallen oft ganz durchlöchert. In Kontaktgesteinen haben die Plättchen gerundete Umrisse, selten sind hier auch skelettartige Wachstumsformen zu beobachten. In parallelen Verwachsungen findet er sich: mit Muscovit in Zweiglimmergraniten, Gneisen etc., mit Chlorit in zentralalpinen Graniten, wobei die vollständige Frische des Biotits vor der Verwechslung mit der so häufigen Umwandlung desselben in Chlorit bewahrt. Ferner ist er öfter mit Hornblende und Pyroxen verwachsen, oder er umzieht, namentlich im Gabbro, als einheitlicher schmaler Rand unregelmäfsige Körner von Magnet- oder Titaneisen.

Umwandlungserscheinungen sind weit verbreitet: der einfachste Prozefs ist die Ausbleichung, wobei das Mineral seine Farbe und sein frisches Aussehen verliert und in einen farblosen Glimmer übergeht. Häufiger noch ist die Chloritisierung; meist vom Rande und von den Gleitflächen ausgehend, wird das Mineral lamellar zu Chlorit, wobei sich überall vor allem Titansäuremineralien, dann Quarz, Karbonate, Eisenerze,

Epidot etc. ausscheiden und den Gang der Umwandlung verfolgen lassen. Andernteils sind in einzelnen Fällen Almandin oder Olivin in Biotit umgewandelt.

Die Lithionite sind bald licht bald dunkel gefärbt, sie sind Gemengteile der sogen. Lithionitgranite, aber meist nur durch chemische Reaktionen von Muscovit, resp. Biotit zu unterscheiden; gegenüber von Muscovit mufs namentlich auf die leichte Schmelzbarkeit der Lithionite hingewiesen werden; die dunkeln Lithionglimmer haben im allgemeinen einen Achsenwinkel von ca. 65° und sind Glimmer zweiter Art.

Die Unterscheidung der eigentlichen Glimmer von der Reihe ähnlich ausgebildeter Mineralien betreffend vgl. die Einleitung zu diesem Abschnitt; speziell soll hier auf den Nutzen in der Untersuchung von Spaltblättchen hingewiesen werden, welche z. B. das einzige Hilfsmittel bietet, um Muscovit von Talk oder Pyrophyllit zu unterscheiden, von denen der eine einen viel kleineren, der andere einen bedeutend gröfseren Winkel der optischen Achsen erkennen läfst. Die Erscheinungen, welche Spaltblättchen dieser Mineralien geben, sind daher in den Skizzen in erster Linie berücksichtigt. Den farblosen Glimmern ähnlich, namentlich wegen der Übereinstimmung in den Interferenzfarben, kann der Diaspor erscheinen, den aber die hohe Lichtbrechung charakterisiert, ferner der Anhydrit (siehe S. 113). Mit gefärbten Glimmern verwechselt man eventuell Mineralien der Hornblendegruppe, Turmalin und Orthit, die sich aber insgesamt durch bedeutend höhere Lichtbrechung unterscheiden.

Erwähnt soll hier noch werden der Chromglimmer, Fuchsit, der in Kontaktgesteinen in smaragdgrünen Blättchen auftritt; er hat wechselnden Achsenwinkel (a lichthimmelblau, b = c zeisiggrün).

An die Glimmergruppe schliefsen sich am nächsten an: der Seladonit, ein kalireiches, glimmerähnliches Silikat, das gesteinsbildend namentlich in basischen Eruptivgesteinen und Tuffen auftritt, teils Gänge in denselben bildend, teils in Pseudomorphosen nach Augit, teils endlich als Imprägnation des Gesteins. Er ist dunkelgrün gefärbt, von dichter, erdiger Beschaffenheit (Grünerde) und sehr mild. Spez. Gew. = 2,6—2,8. Optisch ist er scheinbar einachsig, negativ, a lichtgelbgrün, c tiefgrün, Doppelbrechung etwas weniger stark als bei den Glimmern. Von ihm unterscheidet sich der ähnlich zusammengesetzte Glaukonit durch sein Vorkommen, welcher auf Sedimentgesteine, meist jüngeren Alters beschränkt zu sein scheint (Grünsand); er findet sich in dunkelgrünen Kügelchen und auch als Versteinerungsmittel oft in grofsen Mengen zusammengehäuft. Optisch ist er gleichfalls negativ, aber zweiachsig, $2E = 30—40°$, $\gamma - \alpha = 0 \cdot 020$. Der Glaukonit scheint gegen Säuren wider-

standsfähiger zu sein als der Seladonit, welch letzterer von heifser Salzsäure gelöst wird. Sehr ähnlich aussehend ist der sogen. Chromocker, welcher gleichfalls lebhaft grün ist. Optisch ist er nahezu einachsig, negativ, a gelblich bis farblos, b = c lebhaft grün.

Chloritgruppe (mit Serpentin) (12).

Die Mineralien der Chloritgruppe im engeren Sinn charakterisiert die schwache Doppelbrechung, welche in zahlreichen Fällen, namentlich beim Pennin, anomale rostbraune, resp. tiefblaue Interferenzfarben im Gefolge hat, und die manchmal im Schliff überhaupt nicht mehr konstatiert werden kann; selbst in dem am stärksten doppelbrechenden Klinochlor wird im normalen Schliff nur das Weifs erster Ordnung erreicht. Dabei sind sie auch im dünnen Schliff noch deutlich grün gefärbt mit Ausnahme des farblosen, optisch positiven Leuchtenbergit und des roten chromhaltigen Kämmererit oder Rhodochrom (c = c hyazinthrot ⊥ c violett), welch letzteren besonders deutliche anomale Interferenzfarben auszeichnen, sowie einiger seltenen blauen Varietäten. Die Chlorite sind zum Teil optisch einachsig und dann bald positiv bald negativ, Pennin, oft in einem und demselben Blättchen wechselnd, dann zeigen sie gerade Auslöschung. Zum Teil sind sie optisch zweiachsig mit sehr wechselndem Achsenwinkel, meist etwas höherer Doppelbrechung und nicht unbedeutender Auslöschungsschiefe, Klinochlor, welche dann die Zwillingslamellierung nach dem Glimmergesetz deutlich zu erkennen gestattet. Besonders kräftig grün ist die Färbung des eisenreichen, stärker doppelbrechenden Ripidoliths.

Die Serpentine, Antigorit und Chrysotil, unterscheiden sich von den Chloriten dadurch, dafs sie mit Ausnahme der eisenreichsten Varietäten im Dünnschliff farblos erscheinen und dafs anomale Interferenzfarben bei ihnen nicht vorkommen.

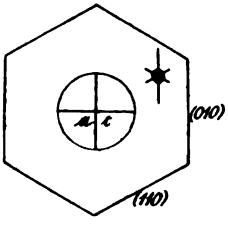


Fig. 68. Pennin. Spaltblättchen.

Ausgebildete Krystalle von Chloriten sind in den Gesteinen nicht bekannt. Als primären Gemengteil von Eruptivgesteinen trifft man sie, oft in paralleler Verwachsung mit Biotit, in zentralalpinen Graniten; sonst sind sie in solchen Gesteinen stets sekundär aus Biotit, Hornblende, Augit, Almandin, Feldspat etc. entstanden. Gröber schuppige Aggregate, in welchen man die einzelnen Blättchen sch-

makroskopisch erkennt, sind namentlich in den Randzonen der Serpentine häufig; sonst sind gewöhnlich die Individuen nur mikroskopisch erkennbar, und schliefslich bildet er in staubfeiner Verteilung (Viridit) das grüne Pigment umgewandelter

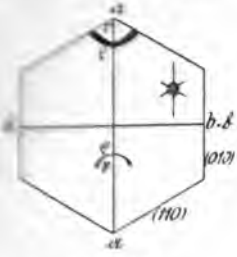
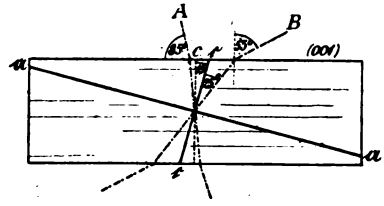


Fig. 69.
Spaltblättchen.



Klinochlor.

Fig. 70.
Symmetrieebene.

Eruptivgesteine, welche man als Propylite, Grünsteine etc. bezeichnet hat. Noch häufiger sind Chloritmineralien in den krystallinischen Schiefern und Kontaktgesteinen, vor allem in den Chloritschiefern, Grünschiefern etc. Über die relative Verbreitung von Pennin, Klinochlor etc. ist nichts Zuverlässiges bekannt.

Die Chlorite neigen zu radialschuppiger Gruppierung; nicht selten beobachtet man in denselben, auch wo sie Sekundärprodukt darstellen, pleochroïtische Höfe, in welchen kräftig braune Farben auftreten und die anomalen Interferenzfarben noch deutlicher sind. Spaltblättchen von Chlorit, welche aus den Gesteinen herausgelöst werden, geben infolge ihrer äufserst schwachen Doppelbrechung meist kein deutliches Achsenbild, sie sind sehr biegsam, aber nicht elastisch. Durch Glühen an der Luft werden die Chlorite braun und stark absorbierend und schmelzen schwer. Mit Salzsäure kann man sie unter Hinterlassung von Kieselgallert aus den Gesteinen herausätzen. Die als Delessit bezeichneten, meist radialen Aggregate in Mandelräumen der Effusivgesteine und in Pseudomorphosen scheinen sehr wechselnd zu sein und zum Teil zum Ripidolith, zum Teil zum Seladonit etc. zu gehören.

Die Serpentine kennt man überhaupt nicht in Krystallen; in den Gesteinen bilden sie gewöhnlich recht dichte, ziemlich homogene Aggregate, welche makroskopisch meist ziemlich bunt gefärbt sind mit vorherrschend grünen Tönen; im Dünnschliff aber sind sie im allgemeinen farblos. Die optische Untersuchung lehrt, dafs es mindestens zwei Mineralien sind (vgl. Fig. 71 und 72),

welche man als Serpentin bezeichnet, von welchen das eine blätterige Aggregate bildet und sich aufs engste an die Chloritgruppe anschliefst; man bezeichnet dieses als Blätterserpentin oder Antigorit. Das andere pflegt faserig ausgebildet zu sein, man nennt es Faserserpentin oder Chrysotil. Die Unterscheidung der breitschuppigen Aggregate des einen von den feinfaserigen des andern ist im Dünnschliff meist ziemlich einfach schon durch den äufseren Habitus möglich, abgesehen von dem verschiedenen Charakter der Hauptzone.

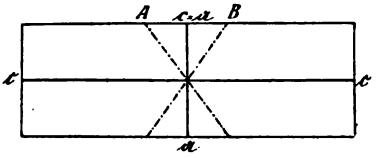


Fig. 71.

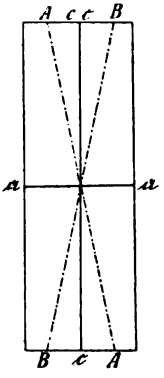


Fig. 72.

Optische Orientierung von Antigorit. Chrysotil.

Als primären Gemengteil kann man den Antigorit in den zentralalpinen Peridotiten ansehen, wo gröfsere Täfelchen dieses Minerals in gesetzmäfsiger Orientierung in frischen Körnern von Olivin eingewachsen sind; die Tafelfläche des ersteren liegt dann parallel zu dem Doma $\{011\}P\breve{\infty}$ des letzteren (vgl. Fig. 42 S. 95). Sonst sind beide Arten von Serpentin ausschliefslich sekundäre Mineralien, beide in den meisten Fällen durch die Zersetzung von Olivin entstanden. Selten ist dagegen die Umwandlung von Pyroxen oder Hornblende in Serpentin, wobei sich namentlich aus rhombischen Pyroxenen parallelschuppige Pseudomorphosen, der sogen. Bastit, bilden, welche im polarisierten Lichte einheitlich auslöschen; doch gehen solche Aggregate in andern Fällen auch aus Olivin hervor. Es scheint, als ob die Pyroxene und Amphibole nur dort von der Serpentinisierung mitergriffen werden, wo sie untergeordnete Gemengteile von ursprünglichen Peridotiten waren, die der Umwandlung in Serpentin anheimgefallen sind. Jedenfalls dürfte sicher sein, dafs eigentliche Pyroxen- oder Amphibolgesteine nicht zur Serpentinbildung Anlafs geben, und die zahlreichen Angaben, welche in der Litteratur über solche Umbildungen vorhanden sind, beruhen darauf, dafs in diesen Gesteinen Pyroxen und Amphibol sich als widerstandsfähig gegenüber den serpentinbildenden Agentien erwiesen haben (letzterer ist öfter auch zusammen mit dem Serpentin erst neu gebildet), und dafs aus solchen vorhandenen Resten ein Trugschlufs auf die ursprüngliche Zusammensetzung

des Gesteins gemacht wurde. Der Antigorit bildet öfter mehr oder minder regelmäfsig radialstrahlige oder ganz unregelmäfsige und dann meist sehr feinschuppige Aggregate; die häufigste Art der Ausbildung aber ist die Gitterstruktur (vgl. S. 95). Die charakteristische Erscheinungsform des Chrysotils dagegen ist die sogen. Maschenstruktur (S. 94); dieser findet sich auch in parallelfaserigen, makroskopisch seidenglänzenden Aggregaten als Kluftausfüllung.

Hin und wieder, namentlich in porphyrischen Gesteinen mit Einsprenglingen von Olivin, hat sich auf Kosten dieses Minerals ein serpentinähnliches, aber auch im Dünnschliff noch kräftig gefärbtes und deutlich pleochroïtisches Mineral gebildet, welches sich bald parallel zur Basis des Olivins ablagert, bald maschenartige Aggregate bildet. Man hat dasselbe als Bowlingit oder Iddingsit bezeichnet und hält es für eine eisenreichere Varietät des Serpentins. Es hat die Orientierung des Antigorits, aber kleinen Achsenwinkel (oft fast 0°) und ziemlich kräftige Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{,}025$. Der Pleochroïsmus ist: c grün, mit Stich ins Blaue, b gelb, a orange, aber sehr wechselnd. In Serpentinen mit Maschenstruktur bilden die faserigen Aggregate des Chrysotils häufig nur schmale Säume an den Salbändern der zahllosen feinen Adern, welche die Gesteine durchsetzen, zwischen denen sich eine im gewöhnlichen Licht dem Chrysotil sehr ähnliche, meistens gleichfalls faserige Substanz einlagert, deren Faserachse aber optisch negativ ist. Die näheren Beziehungen derselben sind keineswegs bekannt. Erwähnung verdient hier schliefslich noch ein eigenartiges, vermutlich zum Chrysotil gehöriges Mineral, welches in einigen graphitführenden Kontaktgesteinen vorkommt. Es ist sehr schwach doppelbrechend; die Absorption des parallel zur Hauptzone schwingenden Strahles ist dabei selbst im dünnsten Schliff eine vollkommene, während senkrecht dazu das Mineral völlig farblos ist.

Die Serpentinbildung, welche in den meisten Fällen von Olivin, in andern von rhombischem Pyroxen, von Chondrodit, Periklas etc. ihren Ausgang nimmt, giebt meistens zur Ausscheidung von Eisenerzen Anlafs; weiter sind sehr häufige Nebenprodukte derselben, Amphibol, Chlorit und Talk, welche man zum Teil erst zu sehen bekommt, wenn man den Serpentin mit Salzsäure weggeätzt hat. Der gewöhnliche Serpentin ändert sein Aussehen beim Erhitzen meist nicht, während der Bowlingit braun und schliefslich opak wird. Vor dem Lötrohr schmilzt Serpentin äufserst schwer.

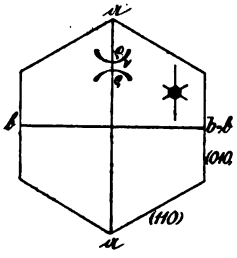


Fig. 73. Hydrargillit. Spaltblättchen.

Hydrargillit (12).

Der Hydrargillit bildet sich nicht selten bei der Zersetzung der verschiedenen Feldspate, ferner wurde er im Spreustein nachgewiesen; die im Schliff faserig erscheinenden Aggregate sind äufserst schwer zu erkennen, zumal verschiedene Vorkommnisse recht verschiedene optische Eigenschaften haben. Man mufs fast stets zu chemischen Reaktionen greifen; von dem ähnlichen Kaolin und Talk unterscheidet ihn der Mangel an Kieselsäure, vom Brucit die Reaktionen auf Thonerde, resp. Magnesia.

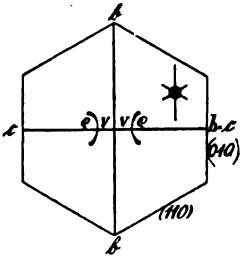


Fig. 74. Talk. Spaltblättchen.

Talk (13).

Der Talk ist stets ein sekundäres Produkt, welches in feinschuppigen Aggregaten Pseudomorphosen nach allen möglichen Mineralien bildet und auch ganze Gesteinskomplexe: Olivinfelse, Kalksteine, Phyllite oder Thonschiefer vollständig ersetzt. Wo er in gröfserer Menge vorhanden ist, fühlt sich das Gestein fettig an; als untergeordneter Gesteinsgemengteil ist er kaum zu bestimmen, da er dem Muscovit zu ähnlich ist, von welchem ihn nur der kleine Achsenwinkel und das chemische Verhalten unterscheidet.

Pyrophyllit (13).

Nicht allzu selten ist der Pyrophyllit, in klastischen Schiefern öfter als Versteinerungsmittel (Gümbelit). Auch als Zersetzungsprodukt thonreicher Mineralien dürfte er vorkommen, doch ist wegen der grofsen Ähnlichkeit mit Muscovit im Dünnschliff seine Verbreitung auch nicht einigermafsen festzustellen; durch den bedeutend gröfseren Achsenwinkel kann man ihn von diesem unterscheiden. Vor dem Lötrohr blättert er sich fächerförmig auf, schmilzt aber nicht.

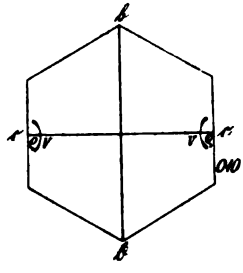


Fig. 75. Spaltblättchen.

Pyrophyllit.

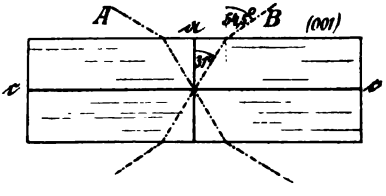


Fig. 76. Querfläche.

Kaolin (13).

Unter bestimmten, durch postvulkanische Prozesse bedingten Umständen werden Feldspatgesteine zu Kaolin, wobei zuerst der Plagioklas und schwieriger auch der Orthoklas der Umbildung anheimfällt, während

der Mikroklin dieser Umbildung zu widerstehen scheint. Der Kaolin bildet äufserst fein schuppige Aggregate, die auch auf sekundärer Lagerstätte nicht selten sind. Die Abgrenzung gegenüber dem Thon ist ganz unsicher.

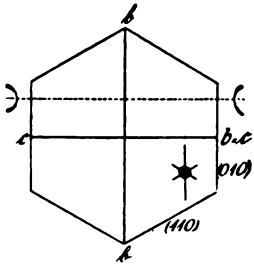


Fig. 77. Spaltblättchen.

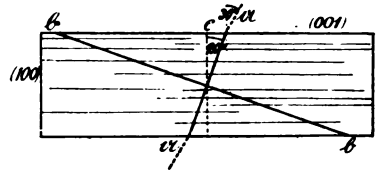


Fig. 78. Symmetrieebene.

Kaolin.

Nontronit ist das dem Kaolin entsprechende Eisenoxydsilikat, welches als Umwandlungsprodukt aller möglichen Mineralien, besonders in Graphitlagerstätten auftritt. Derselbe bildet blätterige Aggregate von schwefelgelber Farbe, meist sehr feinschuppig, optisch negativ mit positiver Hauptzone, Auslöschung sehr wenig schief, grofser Achsenwinkel; a lichtgelblich, b = c grünlichgelb, ziemlich kräftige Doppelbrechung. Vor dem Lötrohr brennt er sich schwarz, ohne zu schmelzen, mit Salzsäure giebt er Gallert.

Hydromagnesit (13).

Ein seltenes Produkt der Umbildung magnesiareicher Mineralien ist der Hydromagnesit, welcher meist eine plagioklasähnliche Zwillingslamellierung aufweist. Die Aggregate sind sehr unregelmäfsig und feinfaserig, so dafs man ihn nur schwer erkennt. Das Aufbrausen mit Salzsäure macht ihn auch im Schliff kenntlich, wenn andere lösliche Karbonate nicht vorhanden sind.

Cordiërit (13).

Der Cordiërit bildet Krystalle von kurzprismatischem Habitus, welche in den sogen. gefritteten Sandsteinen hin und wieder zu Mikrolithen werden, in Graniten oder Quarzporphyren und andern Ergufsgesteinen meist schon makroskopisch deutlich sind und häufig Durchkreuzungsdrillinge darstellen, wie dies Fig. 79 im Querschnitt zeigt. Ihre Kanten sind meist gerundet und die Krystalle in mannigfacher Weise korrodiert. Sonst findet man den Cordiërit in Körnern, besonders verbreitet in den Thonschieferhornfelsen. In diesen Gesteinen pflegt er im Dünnschliff farblos zu sein, wird häufig von eng gescharten Strängen von Sillimanit durchzogen und enthält in gröfserer Anzahl Einschlüsse von Zirkon und Rutil mit typischen pleochroïtischen Höfen, in denen die Doppelbrechung sich verringert, die Dispersion der Achsen und die Lichtbrechung zu-

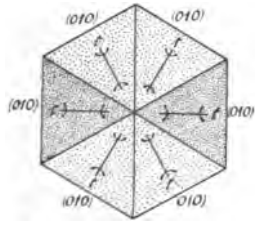


Fig. 79. Cordiërit. Querschnitt durch einen Drilling.

nimmt, während der nach a schwingende Strahl lebhaft gelb erscheint. Wo dem farblosen Cordierit solche charakteristische Einschlüsse fehlen, unterscheidet man ihn vom Quarz durch die Beobachtungen im konvergenten Lichte, durch spezielle chemische Reaktionen (S. 32), sowie durch die Häufigkeit der beginnenden Umwandlung des Cordierits in grünliche, glimmerartige Aggregate, welche am Rande oder an Einschlüssen beginnt; die Pseudomorphose besteht bald aus parallelen (Gigantolith), bald aus unregelmäfsigen, im polarisierten Lichte oft eisblumenähnlichen Aggregaten (Pinit). Die pleochroïtischen Höfe bleiben bei der Umwandlung oft noch als braune Flecken erhalten. Dagegen ist er als Gemengteil jungeruptiver Gesteine und in deren Auswürflingen auch im Dünnschliffe noch meist deutlich blau gefärbt und dann in sehr bezeichnender Weise pleochroïtisch. Vor dem Lötrohr brennt er sich undurchsichtig und schmilzt schwer.

Gips (13).

Der Gips ist für sich stets farblos, oft aber durch Einschlüsse von kohliger Substanz, Eisenoxyd etc. gefärbt. Im Dünnschliff läfst er häufig Zwillingslamellierung erkennen, hat aber sonst wenig Charakteristisches, da der Faserbruch kaum je hervortritt. Am einfachsten ist der Nachweis, indem man das Gestein mit Wasser auslaugt. Beim Verdunsten entstehen die charakteristischen Krystalle von Gips (Fig. 6, S. 25). Als Umwandlungsprodukt von Anhydrit sowie als selbständiger Bestandteil in den Gipsgesteinen spielt er eine ziemliche Rolle, andernteils entsteht er auch durch die Einwirkung von Solfataren auf kalkhaltige Gesteine.

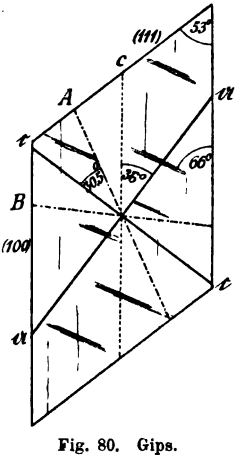


Fig. 80. Gips. Symmetrieebene.

Zeolithe (13).

Die optischen Eigenschaften einiger der wichtigeren optisch zweiachsigen Zeolithe giebt die Tabelle; diese Mineralien sind stets sekundäre Bildungen, meistens in Eruptivgesteinen vorkommend, in welchen sie auf Klüften oder Mandelräumen oder aber in Pseudomorphosen nach einzelnen Mineralien auftreten. Die petrographische Bedeutung der einzelnen ist so gut wie nicht erforscht, doch scheint der Natrolith der verbreitetste zu sein, welcher namentlich in Nephelinsyeniten und Phonolithen als Umwandlungsprodukt des Sodaliths (Spreustein) auftritt.

Feldspatgruppe (14).

Zu den verbreitetsten gesteinsbildenden Mineralien gehören die Feldspate, deren genaue Erforschung schon wegen ihrer

systematischen Wichtigkeit von besonderem Interesse ist, indem dieselben die Grundlage für die Einteilung der Eruptivgesteine bilden. Da der modernen petrographischen Systematik die Trennung von monoklinem Orthoklas und triklinem Plagioklas bei weitem nicht mehr genügt, und da ferner die Erkenntnis durchgedrungen ist, dafs ohne eine Bestimmung der genaueren Beschaffenheit der einzelnen Vorkommnisse von Plagioklas ein natürliches, auf chemischer Grundlage sich aufbauendes, petrographisches System nicht möglich ist, haben sich zahlreiche Forscher die Aufgabe gestellt, die Zusammensetzung dieser Mineralien ohne Zuhilfenahme der stets zeitraubenden und oft geradezu unmöglichen chemischen Analyse auf optischem Wege kennen zu lernen. Zahlreiche Methoden wurden ausgedacht, welche auf mehr oder minder direktem Wege zum Ziele führen, und man kann sagen, dafs in weitaus der gröfsten Anzahl der Fälle heute dem geübten Mikroskopiker die Möglichkeit geboten ist, die chemische Beschaffenheit eines im Dünnschliff vorliegenden Plagioklases mit ziemlicher Genauigkeit mittels des Mikroskops festzustellen.

Die Dimensionen der gesteinsbildenden Feldspate sind aufserordentlich wechselnd, von Krystallen mit vielen Kubikmetern Inhalt, wie sie in einzelnen Pegmatiten vorkommen, von den ei- bis kopfgrofsen Einsprenglingen einzelner Granitporphyre bis zu den winzigsten Mikrolithen glasreicher Gesteine, welche selbst im dünnsten Schliff noch in mehreren Individuen sich überlagern können, trifft man jede mögliche Gröfse. Die Plagioklase sind um vieles seltener in Krystallen von bedeutender Gröfse ausgebildet als der Orthoklas, und weitaus in den meisten Fällen versagen die Methoden makroskopischer Untersuchung bei ihrer Erforschung. Was die krystallographische Ausbildung der Mineralien der Feldspatgruppe betrifft, so ist dieselbe bei Orthoklas und Plagioklas in der Hauptsache nicht sehr verschieden. Die bei den aufgewachsenen Adularen häufigste Kombination von Prisma mit hinterem Hemidoma scheint die typische Form der Anorthoklase zu sein, deren Durchschnitte daher vorherrschend rhombisch sind (Rhombenporphyre); dieselben sind oft gerundet oder lanzettartig gestreckt. Ein anderer, namentlich beim Orthoklas verbreiteter Typus zeigt diese Kombination modifiziert durch das Hinzutreten der Längsfläche, welche die scharfen Kanten des Prismas abstumpft; dann pflegt auch die Basis und eine Reihe anderer Endflächen vor-

handen zu sein. Weiterhin wird die Längsfläche mehr und mehr zur herrschenden Form der Kombination, die einen dick- bis dünntafeligen Habitus annimmt. Endlich ist noch weit verbreitet ein nach der Längsachse gestreckter Typus, dessen Querschnitt infolge der gleichmäfsigen Ausbildung von Basis und Längsfläche quadratisch beim Orthoklas, nahezu quadratisch (93°) bei den Plagioklasen erscheint.

Die Spaltbarkeit der Feldspate ist bei den verschiedenen Reihen ziemlich gleichmäfsig, tritt aber im Dünnschliff in sehr verschiedener Weise hervor, bald in scharfen, durchsetzenden Rissen, bald in nicht sehr geradlinigen Sprüngen, und in einzelnen Fällen mufs man besonders dünne Schliffe haben, um sie überhaupt beobachten zu können. Zertrümmert man die Gesteine, so spalten die Feldspate gleichfalls mit sehr verschiedener Vollkommenheit. Beim Orthoklas herrschen Spaltplättchen nach der Basis, beim Plagioklas dagegen, infolge der lamellaren Zusammensetzung nach der Längsfläche nach dieser abgesprungene Plättchen. Für die Bestimmung liefert die mikroskopische Untersuchung dieser Spaltplättchen zahlreiche Anhaltspunkte. Durch Flufssäure werden alle Feldspate leicht zerstört.

Man teilt die Feldspate am besten ein in zwei Gruppen:

a) Die Alkalifeldspate, Orthoklas, Mikroklin und Anorthoklas.

b) Die Natronkalkfeldspate oder Plagioklase.

a) Die Alkalifeldspate.

Der Kalifeldspat findet sich in drei Formen als Gesteinsgemengteil, von welchen zwei monoklin sind, Orthoklas und Sanidin, die sich vor allem durch die Gröfse ihres Achsenwinkels — beim Orthoklas sehr grofs, beim Sanidin stets viel kleiner, öfter fast gleich null — unterscheiden. Ferner liegt beim Orthoklas die Ebene der optischen Achsen stets senkrecht zur Symmetrieebene, beim Sanidin nicht selten in dieser (vergl. Fig. 81 bis Fig. 84). Bei langsamem Erhitzen von

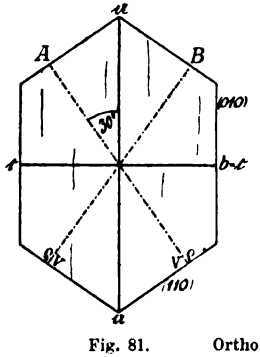


Fig. 81. Orthoklas. Spaltblättchen nach der Basis.

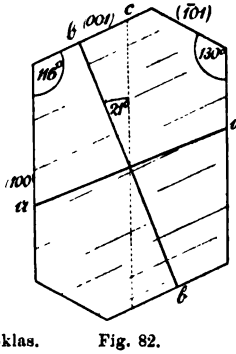


Fig. 82. Symmetrieebene.

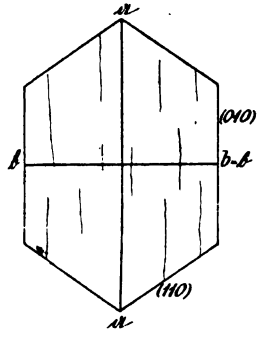


Fig. 83. Sanidin. Spaltblättchen nach der Basis.

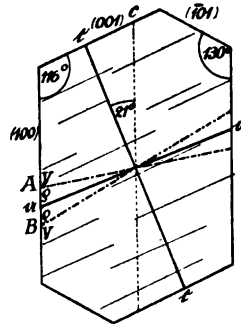


Fig. 84. Symmetrieebene.

Orthoklas kann man die Beobachtung machen, dafs sich der Achsenwinkel allmählich verkleinert, später gleich null wird, und dafs schliefslich gegen 500° die Achsen in einer zur ersten senkrechten Ebene auseinandergehen. Erhält man längere Zeit eine Temperatur von über 600°, so bleibt die letztere Orientierung auch bei der Abkühlung bestehen. Die geologischen Schlüsse, welche über die Entstehungstemperatur der Gesteine aus diesem Verhalten gezogen wurden, haben sich indes als vollständig unhaltbar erwiesen.

Die Sanidinausbildung ist in den Ergufsgesteinen häufiger, während in allen übrigen der eigentliche Orthoklas vorhanden ist. Die dritte Form des Kalifeldspats, der Mikroklin, krystallisiert triklin. Der Orthoklas bildet einesteils gut begrenzte Krystalle, welche meist schon makroskopisch deutlich sichtbar sind und die besonders in den Granitporphyren bedeutende Gröfse erreichen können; andernteils sind auch die kleinen, oft geradezu mikrolithischen Individuen in der Grundmasse der Trachyte etc. öfters recht vollkommen krystallographisch begrenzt. Die Krystalle zeigen den wechselnden Habitus, welcher oben skizziert wurde, ihre Durchschnitte sind daher sechsseitig oder rechteckig bis lang leistenförmig. Zwillingsbildungen sind äufserst verbreitet, gewöhnlich in der Weise, dafs zwei Individuen, mehr oder weniger geradlinig voneinander abgegrenzt, nebeneinander liegen. Am häufigsten sind Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz: Zwillingsebene die Querfläche, wobei entweder wie in Fig. 85 diese Fläche gleichzeitig die Verwachsungsfläche darstellt, oder aber, was gewöhnlich ist, die beiden Individuen nach der Längsfläche miteinander verwachsen sind. Ein zweites, weniger ver-

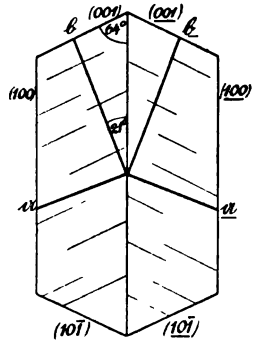


Fig. 85. Karlsbader Zwilling. Längsfläche.

breitetes Zwillingsgesetz ist das Bavenoër: Zwillingsebene eine Fläche des Längsdomas {011}. Diese Zwillingsbildung findet sich namentlich bei den nach der Längsachse prismatischen Krystallen; Fig. 86 giebt einen Querschnitt derselben. Die beiden Individuen sind um fast genau 90° gegeneinander gedreht, sie löschen im Querschnitt daher zusammen aus, aber gleichwertige Schwingungsrichtungen sind in beiden gekreuzt. Auch Zwillinge nach der Basis und nach andern Formen kommen hin und wieder vor, sind jedoch meist recht schwierig genau zu bestimmen.

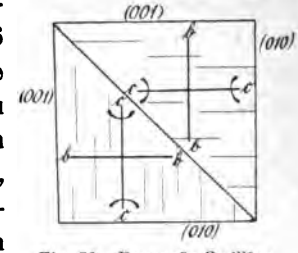


Fig. 86. Bavenoër Zwilling.

Nicht selten sind die Krystalle zonar gebaut, in frischen Individuen beobachtet man öfters eine zonare Anordnung von Einschlüssen; deutlicher tritt diese Struktur bei der Zersetzung hervor, indem die einzelnen Schalen in sehr verschiedenem Mafse verändert werden.

Makroskopisch erscheint der Orthoklas in frischem Zustand wasserklar durchsichtig; man trifft ihn so namentlich als Einsprengling in glasreichen Gesteinen, in welchen seine Spaltbarkeit oft besonders vollkommen hervortritt. Der Sanidin der jungeruptiven Gesteine unterscheidet sich schon äufserlich von diesem, indem er meist ziemlich unregelmäfsig, oft gerade glasartig muschlig bricht. Weitaus in den meisten Fällen aber ist der Orthoklas trübe geworden, er erscheint dann weifs oder zum Teil recht lebhaft bräunlich oder rot gefärbt: eine Färbung, welche ein gutes Kennzeichen gegenüber von den Plagioklasen ausmacht, die meistens sehr schwach und dann gelblich oder grünlich gefärbt sind. In den grofsen Einsprenglingen der Granitporphyre sieht man oft schon mit bloſsem Auge massenhafte Einschlüsse, gerundete Plättchen von Biotit, kleine Quarzkrystalle etc.

Unter dem Mikroskop ist der Orthoklas stets farblos, wenn auch mehr oder minder durch Zersetzungsprodukte, die nicht selten eisenschüssig sind, getrübt. Diese Zersetzungsprodukte sind im allgemeinen von glimmerartiger Beschaffenheit, hin und wieder ist auch Hydrargillit etc. in denselben beobachtet worden; doch ist über ihre genauere Bestimmung äufserst wenig bekannt. Sie siedeln sich in durchaus unregelmäfsigen Aggregaten

auf den Rissen des Feldspats an, der durch diese Umwandlung sehr viel fester wird, da er seine durch die Spaltbarkeit bruchige Beschaffenheit verliert. Die Umbildung von Orthoklas in Kaolin ist ein hievon durchaus abweichender Prozefs, welcher meist zu einer völligen Kaolinisierung des Gesteins führt und sich als Ergebnis postvulkanischer Thätigkeit zu erkennen giebt. Bemerkt mag werden, dafs die Kaolinisierung stets in erster Linie den Plagioklas ergreift und erst in einem späteren Stadium auf den Orthoklas übergeht.

Gesetzmäfsige Verwachsungen von Orthoklas mit andern Mineralien sind häufig, so vor allem mit den Plagioklasen, welche entweder in paralleler Stellung den Orthoklas ganz durchdringen, so dafs schliefslich ein feines Netzwerk von Plagioklas in Orthoklas (Fig. 87) oder umgekehrt vorhanden ist. Senkrecht zu dem in Fig. 87 gegebenen Schnitt getroffen, erscheint der Durchschnitt schon im gewöhnlichen Licht vollständig faserig. In andern Fällen sind nur einzelne, meist langgestreckte Partien von Plagioklas im Orthoklas gesetzmäfsig eingewachsen. All diese Verwachsungen bezeichnet man als Perthit resp. Mikroperthit. Andernteils trifft man den Orthoklas auch nicht selten als randliche Fortwachsung um Plagioklaskrystalle, während das umgekehrte Verhältnis selten ist (Rapakiwi).

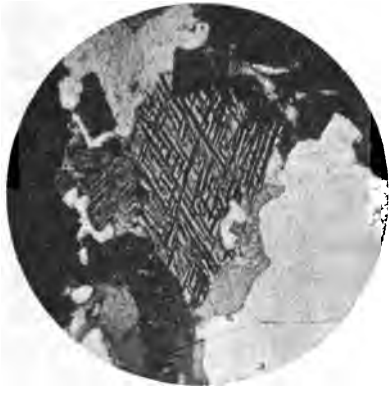


Fig 87. Perthitische Verwachsung von Orthoklas und Plagioklas.

Besonders wichtig sind ferner die schriftgranitischen Verwachsungen von Orthoklas mit Quarz, bei welchen durch die Feldspatkrystalle lange, parallele Quarzstengel hindurchsetzen, welche im Querschnitt scharfeckige, schriftzeichenähnliche Umrisse aufweisen (Fig. 23, S. 75). In mikroskopischen Dimensionen sind in der Grundmasse von Quarzporphyren vor allem diese Verwachsungen sehr häufig; man bezeichnet sie dann als Mikropegmatit. In vielen Fällen werden dieselben mehr und mehr undeutlich; sie bilden ein äufserst feines, oft etwas radialstrahlig aussehendes Aggregat (Granophyr), bis schliefslich ganz dichte, erst im dünnsten Schliff durchsichtige Partien daraus hervor-

gehen, bei welchen man eine Wirkung auf das polarisierte Licht nicht mehr erkennt (Mikrofelsit).

Bei einer zweiten Art der Verwachsung von Feldspat mit Quarz sind die Querschnitte der Quarzstengel gerundet wurmförmig (*quartz vermiculé*, myrmekitische Struktur; Fig. 24, S. 75); man findet sie meist in abgegrenzten, gerundeten Partien in granitischen Gesteinen, doch kann man in einzelnen Fällen nachweisen, dafs in diesen Verwachsungen der Feldspat Plagioklas ist.

Eigentliche Einschlüsse sind im Orthoklas nicht gerade häufig, namentlich selten sind Einschlüsse von Flüssigkeit. Neben den übrigen Mineralien des Gesteins trifft man namentlich im Sanidin oft Glaseinschlüsse.

Was die Verbreitung des Orthoklases betrifft, so ist derselbe als Hauptbestandteil des Granites und der Quarzporphyre eines der am weitesten verbreiteten Mineralien, vor allem wichtig als Quelle des Kaligehaltes für den Ackerboden. In krystallinischen Schiefern, vor allem den Gneisen, ist er gleichfalls sehr verbreitet, seltener in Kontaktgesteinen. In klastischen Gesteinen trifft man ihn nur untergeordnet.

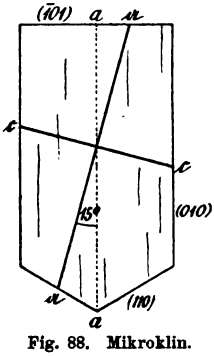


Fig. 88. Mikroklin. Spaltblättchen nach der Basis.

Der Mikroklin ist makroskopisch dem Orthoklas äufserst ähnlich; unter dem Mikroskop unterscheidet ihn sein Verhalten im polarisierten Licht. Die eigentümliche Art der Zwillingslamellierung, welche man als Gitterstruktur bezeichnet hat (Fig. 90, S. 132), läfst ihn stets mit grofser Sicherheit erkennen. Diese eigentümliche Beschaffenheit scheint das Ergebnis einer lamellaren Zwillingsbildung nach dem bei den Plagioklasen zu besprechenden Albitgesetz zu sein, wobei die Lamellen nicht nebeneinander liegen, sondern sich in der Art durchkreuzen, wie dies Fig. 89 schematisch zeigt. Fig. 90 giebt die Erscheinung im Dünnschliff. Der trikline Charakter des Mikroklins tritt auch auf Spaltblättchen hervor, welche eine Auslöschungsschiefe von 15° und ein unsymmetrisches Achsenbild erkennen lassen.

Der Mikroklin ist ein accessorischer Gemengteil zahlreicher Granite, in welchen er als eines der jüngsten Ausscheidungsprodukte auftritt. Bemerkenswert ist seine grofse Widerstands-

fähigkeit; man findet ihn häufig noch in der Ackererde und in kaolinisierten Graniten unversehrt vor, wenn die übrigen Feldspate, Orthoklas wie Plagioklas, gänzlich zerstört sind. Was endlich den Natronorthoklas oder Anorthoklas betrifft,

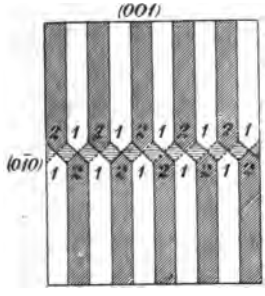


Fig. 89. Mikroklin. Erklärung der Gitterstruktur.

Fig. 90. Mikroklin. Gitterstruktur.

so ist dieser gleichfalls triklin. Er ist auf natronreiche Eruptivgesteine beschränkt und vertritt in diesen den Orthoklas; im Dünnschliff beobachtet man, dafs der Anorthoklas durch alle möglichen Übergänge mit den perthitischen Verwachsungen in Verbindung steht, welche schliefslich so fein werden, dafs man sie auch mit starken Vergröfserungen nicht mehr auflösen kann (Kryptoperthit). Zwillingsbildungen sind hier äufserst verbreitet. Der lamellare Aufbau nach verschiedenen Zwillingsgesetzen ist jedoch meist so fein, dafs derselbe erst in dünnen Schliffen einigermafsen deutlich hervortritt, dabei verlaufen die zwillingslamellierten Partien ohne scharfe Grenzen in durchaus einheitliche. Aufser diesen Erscheinungen unterscheidet sich der Anorthoklas vom Orthoklas durch eine kleine Auslöschungsschiefe auf der Basis, durch eine gröfsere bis zu 10° auf der Längsfläche, auf welcher die stumpfe, positive Bisektrix nahezu senkrecht austritt, sowie durch einen kleineren Achsenwinkel.

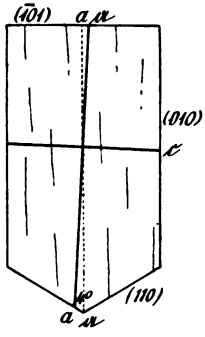


Fig. 91. Anorthoklas.

b) Die Natronkalkfeldspate oder Plagioklase.

Die triklin krystallisierenden Mischungen des Albitsilikats, *Ab*, mit dem Anorthitsilikat, *An*, bezeichnet man als die

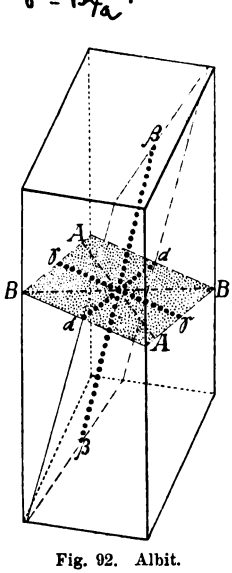


Fig. 92. Albit.

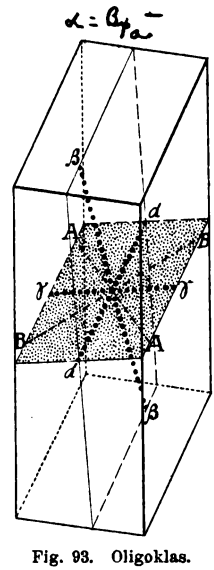


Fig. 93. Oligoklas.

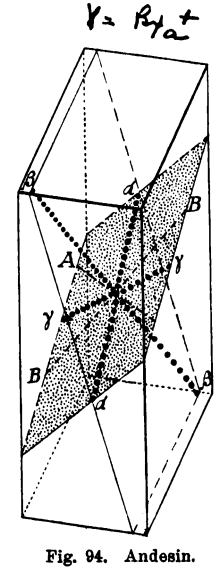


Fig. 94. Andesin.

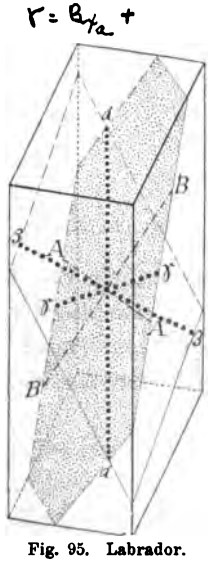


Fig. 95. Labrador.

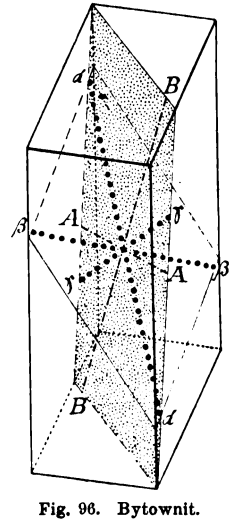


Fig. 96. Bytownit.

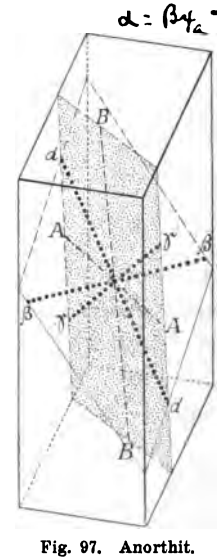


Fig. 97. Anorthit.

Gruppe der Plagioklase. Ob die Plagioklase eine kontinuierliche Mischungsreihe darstellen, in welcher ganz beliebige Mischungen der beiden Silikate möglich sind, oder ob dieselben nur Verbindungen nach festen und bestimmten Verhältnissen bilden, ist bis heute nicht entschieden. Doch scheint das letztere das wahrscheinlichere zu sein, und jedenfalls sind die einzelnen Typen,

welche die Tabelle giebt, um vieles verbreiteter als eventuell zwischen denselben einzuschiebende beliebige Mischungen. Krystallographisch wohl begrenzt sind vor allem die Einsprenglinge der porphyrischen Gesteine, sowie die kleinen, oft mikro-

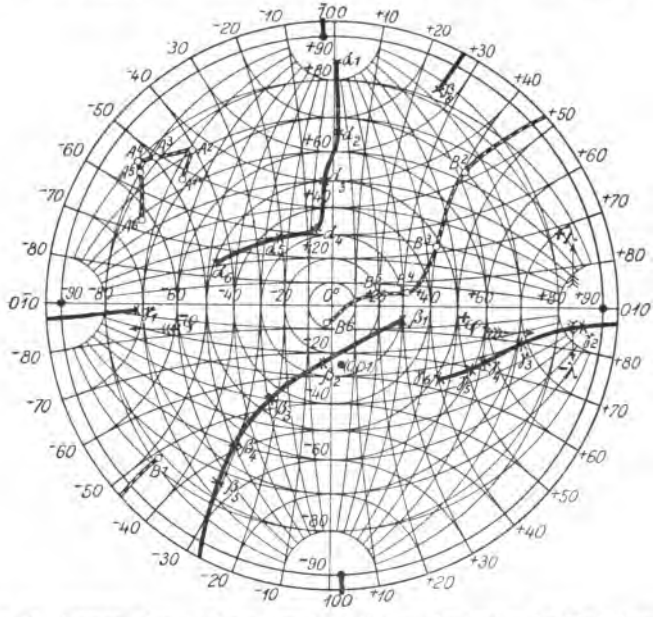


Fig. 98. Stereographische Projection der optischen Konstanten der Plagioklase.

lithischen Individuen der Grundmasse, namentlich der Glas enthaltenden Gesteine; letztere sind meist dünn prismatisch nach der Längsachse, ihre Durchschnitte daher langleistenförmig; seltener und nur bei basischen Plagioklasen ist die Ausbildung dünntafelig nach der Längsfläche.

Basis und Längsfläche, die beiden Hauptspaltungsrichtungen, bilden einen Winkel von ca. $93^1/_2{}^0$; bei der fast allenthalben verbreiteten Zwillingslamellierung nach der Längsfläche, Albitgesetz, erscheinen daher auf der basischen Spaltfläche ein- und ausspringende Winkel (vgl. Fig. 99); diese Zwillingsstreifung auf der vollkommenen Spaltfläche ist das einzige makroskopisch benutzbare Kennzeichen gegenüber dem Orthoklas, wenn dieser nicht seine charakteristische rote bis bräunliche Färbung besitzt, die bei den Plagioklasen nicht auftritt. Unter dem Mikroskop ist diese Zwillingslamellierung gleichfalls das beste Charakteristikum der Plagioklase; wo dieselbe fehlt, was namentlich

bei basischen Plagioklasen häufiger, in gewissen metamorphen Gesteinen auch bei andern der Fall ist, da wird die Bestimmung derselben äufserst erschwert. Die Lamellierung ist sehr wechselnd, bald breit bald schmal ausgebildet; das erstere scheint bei den kalkreicheren, das letztere bei den vorherrschend Natron enthaltenden das häufigere zu sein. Oder das eine Lamellensystem ist sehr fein und das damit abwechselnde bildet weitaus den gröfsten Teil des Krystalls. In einem Fall ist der Durchschnitt gleichmäfsig lamelliert, im andern sieht man eine oder einige eng gescharte Lamellen, während der übrige Teil einheitlich ist. Hier setzen die Streifen durch das ganze Individuum durch, dort verjüngen sie sich und keilen häufig ganz aus. Wo Plagioklase dem Gebirgsdruck ausgesetzt waren, sieht man wohl auch mannigfach gebrochene und verworfene Lamellensysteme.

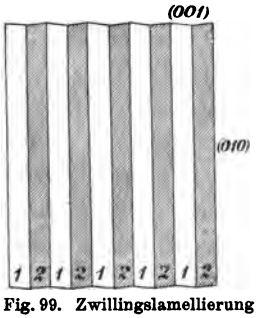


Fig. 99. Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz.

Zu dieser häufigsten Zwillingsbildung kommt öfters eine weitere, gleichfalls in lamellarer Ausbildung nach dem sogen. Periklingesetz: Zwillingsachse die Querachse. Dieses zweite Lamellensystem durchkreuzt das erste unter wechselndem Winkel, der in der Zone der Querachse sich einem rechten nähert. Und schliefslich können solche polysynthetische Zwillinge auch noch nach einem der beim Orthoklas erwähnten Gesetze, am häufigsten dem Karlsbader, Zwillingsverwachsungen eingehen, so dafs die Erscheinungen recht kompliziert werden. In einzelnen Gesteinen, namentlich der Basaltreihe, trifft man auch knäuelförmige oder sternförmige Verwachsungen zahlreicher Individuen, welche durch eine gewisse Regelmäfsigkeit den Eindruck sehr komplizierter Zwillingsstücke hervorrufen.

Aufserordentlich verbreitet und für die genaue Bestimmung der Plagioklase sehr störend ist das Auftreten von isomorpher Schichtung, welche häufig erst im polarisierten Licht deutlich wird. Die einzelnen oft sehr eng gescharten Schalen löschen verschieden aus, und es scheint dann stets der Kern einem basischeren Plagioklas anzugehören als die Randzonen; die Zwillingslamellen setzen ungestört durch alle Schalen hindurch. Auch unregelmäfsige Durchdringungen verschiedener Plagioklase kommen vor. Über die Verwachsungen mit Orthoklas siehe S. 130.

welche di... sind im Dünnschliff stets farblos, sehr zwischen ... den jungeruptiven Gesteinen, wo sie stallograp... besitzen: man hat sie dann wohl auch linge d... unterscheiden versucht. Massenhafte, oft ... Einschlüsse namentlich von dunklem Glas sind ... Ebenso frisch und klar durchsichtig sind ... Plagioklase gewisser zentralalpiner ... Gesteine, welche von ungemein zahlreichen Mikro... pflegen, so dafs sie makroskopisch trübe ... erst in recht dünnen Schliffen gut durchsichtig ... Mikrolithen sind krystallographisch wohlbegrenzt ... allgemeinen durchaus beliebig in der frischen Masse ... eingebettet. Sie sind bald Muscovit bald Sil... Granat, in den häufigsten Fällen aber scheinen ... Glieder der Epidotgruppe in dieser Form auf... makroskopisch erscheinen diese Plagioklase, wenn granat... rötlich, während die Epidotmineralien einen lichten, ... Ton hervorbringen. Sonst ist in den Tiefen... und in den älteren Gesteinen überhaupt der Pla... und die Umwandlungsvorgänge häufig durchaus ... des Orthoklases, nur dafs im allgemeinen der ... leichter angreifbar ist, und dafs hier häufiger Epidot, ... Chlorit etc. als Nebenprodukte der Umwandlung ... Von Einschlüssen, die namentlich in den basischen auf... sind parallel orientierte, braune, tafelige Mikrolithen zu ... welche öfters die Ursache eines Farbenschillers (Labra...) bilden. Manchmal sehen solche Feldspatdurchschnitte ...artig und wie bestäubt aus; diese Erscheinung dürfte ...lichen Einschlüssen in feinster Verteilung herrühren.

...sonders interessant ist die Saussuritisierung, welche ...lich im Gabbro (Saussuritgabbro) häufig und oft von ...alitisierung des Pyroxens begleitet ist. Diese Umbildung ... als eine typische Erscheinung der Dynamometamorphose ...dafst, ist aber, in zahlreichen Fällen wenigstens, auf die ... postvulkanischen Prozesse zurückzuführen. Auf Kosten ... Plagioklases bilden sich trübe, muschlig brechende Aggregate ... weifser bis grünlicher Färbung, welche unter dem Mikroskop ... den mannigfaltigsten Mineralien bestehen können, die ge... in winzigen, unregelmäfsig begrenzten Individuen auf... ... häufigsten sind die eisenarmen Glieder der Epidot-

gruppe und der Grossular, dazu kommen hornblendeähnliche Mineralien, Vesuvian und Chlorit, vielleicht auch Lawsonit und Prehnit etc. Doch ist oft infolge der schlechten Ausbildung der einzelnen Individuen an eine genauere Bestimmung nicht zu denken. Als Zwischenmasse zwischen all diesen Mineralien tritt nicht selten ein dem Albit nahestehender Plagioklas auf.

Was die Verbreitung der einzelnen Plagioklase betrifft, so ist der Albit in Graniten etc. gewöhnlich derjenige Feldspat, welcher perthitisch im Orthoklas eingewachsen ist; doch kommen in dieser Form auch Oligoklas und Andesin vor. Als selbständiger Gemengteil solcher Gesteine scheint er selten zu sein. Inwieweit er in den natronreichen Gesteinen den Anorthoklas ersetzt, läfst sich bis heute nicht übersehen. Weiter verbreitet ist er in gewissen metamorphischen Schiefern, speziell den sogen. Sericitschiefern, den Porphyroïden etc.

Oligoklas und Andesin sind die gewöhnlichen Plagioklase der Orthoklasgesteine; aufserdem sind sie in den kieselsäurereicheren Plagioklasgesteinen herrschend und finden sich auch weit verbreitet in der Grundmasse der basischen.

Die basischen Plagioklase endlich sind namentlich Gemengteile der basischen Eruptivgesteine, finden sich aber gelegentlich auch in kieselsäurereichen. Über die Verbreitung der einzelnen Plagioklase in den krystallinischen Schiefern ist noch sehr wenig bekannt, die basischeren scheinen besonders in Amphibolit, Grünschiefern etc. verbreitet zu sein. Auch die Vorkommnisse der Kontaktgesteine sind wenig genau studiert, sicher nachgewiesen ist hier nur der Anorthit, doch ist das Vorkommen der übrigen wenigstens sehr wahrscheinlich.

Die Wichtigkeit, welche die Plagioklase für die Systematik der Eruptivgesteine besitzen, macht ihre genaue Bestimmung in zahlreichen Fällen wünschenswert. Das zuverlässigste Mittel, welches zu diesem Ziele führt, ist selbstverständlich die quantitative chemische Analyse, die aber an sich recht zeitraubend ist und anderseits Anforderungen an Menge und Reinheit des Materials stellt, die häufig gar nicht erfüllbar sind. Auch die Bestimmung des Kieselsäuregehaltes allein liefert, wie Rubrik 5 der Tabelle 14 zeigt, ziemlich wertvolle Resultate; die hierzu angewandte Substanz mufs aber dieselben Eigenschaften haben wie im ersten Fall.

Mit einzelnen kleinen Bruchstücken, wie man sie fast stets rein aus den Gesteinen isolieren kann, lassen sich eine Reihe qualitativer chemischer Untersuchungen ausführen, die aber nur sehr wenig konkrete Resultate bieten. So hat man vorgeschlagen, den Natrongehalt des Feldspats schätzungsweise

durch die Flammenfärbung zu bestimmen, welche durch einen Splitter des Minerals hervorgebracht wird, oder in dem Rückstand des mit Flufssäure zersetzten Minerals die relative Menge der Kryställchen von Kieselfluornatrium zu Kieselfluorcalcium abzuschätzen. Auch das Verhalten gegen Salzsäure (Rubrik 29) liefert eine Unterscheidung der äufsersten Endglieder. Bessere Resultate als diese Methoden giebt die Bestimmung des spezifischen Gewichts (Rubrik 9), zu welcher ein winziges, aber sehr reines Körnchen verwendet werden kann.

Viel zuverlässiger als all diese Versuche sind einzelne der zahlreichen optischen Methoden, welche zur Bestimmung der Plagioklase vorgeschlagen wurden. Die optische Orientierung derselben ist heuzutage in den Hauptzügen bekannt, wenn auch in Einzelheiten nicht jeder Zweifel beseitigt ist und Bestimmungen, die nach verschiedenen Methoden ausgeführt wurden, recht verschiedene Resultate ergeben haben. Dies scheint nicht nur in den angewandten Methoden begründet, sondern zum Teil wenigstens auch in einer gewissen, von nicht kontrollierbaren Zufälligkeiten abhängigen Variabilität der optischen Eigenschaften. Die optischen Methoden sind nicht im stande, eine quantitative chemische Analyse in all ihren Details zu ersetzen, wenn für diese tadelloses Material vorliegt; unter den für den Petrographen in Betracht kommenden Verhältnissen aber liefern sie öfter bessere Resultate als diese.

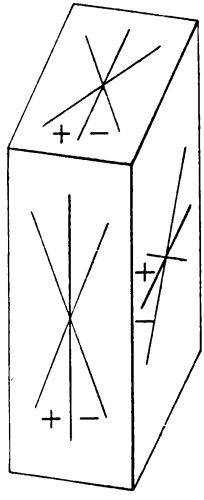


Fig. 100. Erklärung des Vorzeichens der Auslöschungsschiefe der Plagioklase.

Zur Vervollständigung der in Tabelle 14, Rubrik 24—27 gegebenen Zahlen zeigt Fig. 98 die Bedeutung von φ und λ in einer stereographischen Projektion der optischen Richtungen, wobei ebenso wie in Fig. 92 bis Fig. 97 A und B die beiden optischen Achsen, α, β und γ die Hauptschwingungsrichtungen bezeichnen; in den letzteren sechs Figuren ist ferner die optische Achsenebene durch Tönung etwas hervorgehoben. In Fig. 98 beziehen sich die Pole mit Index 1 auf Albit entsprechend der Fig. 92, mit Index 2 auf Oligoklas Fig. 93 etc. Die Werte von φ und λ dürfen nicht als absolut festgestellt angesehen werden; es sind Mittelwerte von Messungen, welche Abweichungen innerhalb nicht allzu enger Grenzen aufweisen, und dasselbe gilt von den nach dieser Projektion eingezeichneten optischen Konstanten in Fig. 92 bis Fig. 97. Am sichersten festgestellt sind die Auslöschungsschiefen in Rubrik 18 bis 23, für welche Fig. 100 die Bedeutung von + resp. — klarlegt. Für all diese Bestimmungen mufs vorausgeschickt werden, dafs die Kontrolle der Orientierung eines Schnittes, sobald es sich nicht um Spaltungsstücke handelt, im konvergenten polarisierten Lichte viel genauer ausgeführt werden kann als im parallelen, während anderseits alle mikroskopischen Messungen im parallelen polarisierten Lichte allein gute Resultate ergeben. Die Achsenwinkel der Plagioklase sind so grofs, dafs die Messung des Achsenwinkels und die Bestimmung des optischen Charakters selbst bei Anwendung eines homogenen Immersionssystems mit einer Immersion als Beleuchtungsapparat gewöhnlich zu mehrdeutigen Resultaten führt; dabei ist die Dispersion so schwach, dafs

sie im Dünnschliff meist nicht sicher bestimmt werden kann. Auch die Doppelbrechung ist mit Ausnahme der basischsten Glieder fast vollständig identisch; als Kennzeichen der einzelnen Plagioklase können somit diese Eigenschaften nicht dienen.

Die wichtigsten optischen Bestimmungsmethoden sind folgende:

1. Die älteste und einfachste ist die Methode der Bestimmung der Auslöschungsschiefe auf Spaltblättchen (Rubrik 18 und 19), wenn die Individuen, welche untersucht werden sollen, hinreichende Gröfse besitzen, um solche herstellen zu können; dabei ist zu betonen, dafs infolge der lamellaren Zusammensetzung nach der Längsfläche gewöhnlich leichter Blättchen parallel zu dieser erhalten werden als parallel zu der vollkommeneren Spaltbarkeit nach der Basis. Die Untersuchung der Interferenzbilder solcher Spaltblättchen dagegen giebt nur für die äufsersten Glieder scharf genug unterscheidende Kennzeichen.

2. In allen Schnitten senkrecht zur Längsfläche, d. h. zur Zwillingsebene des Albitgesetzes, löschen die nach diesem Gesetze verzwillingten Plagioklase symmetrisch zur Zwillingsgrenze aus, d. h. man erkennt solche Durchschnitte im Dünnschliff an der symmetrischen Auslöschung der beiden Teile. Das Maximum der Auslöschungsschiefe in dieser Zone (Rubrik 23) findet man annähernd, wenn man im Dünnschliff Messungen an einer gröfseren Anzahl symmetrisch auslöschender Durchschnitte vornimmt, Messungen, welche namentlich bei den winzigen Individuen in der Grundmasse der Ergufsgesteine zu brauchbaren Resultaten führen, wenn nicht infolge einer gewissen fluidalen Beschaffenheit des Gesteins alle Plagioklasdurchschnitte in einem Schliff annähernd dieselbe Orientierung aufweisen. Von den Schnitten dieser Zone haben ferner noch eine besondere Bedeutung diejenigen senkrecht zur Längsachse (Rubrik 22), die infolge der vorherrschenden gleichmäfsigen Entwicklung von Basis und Längsfläche, welche die kleinen Individuen der Plagioklase fast stets auszeichnet, rhombische, dem Quadrat sich nähernde Umrisse haben, und in denen ferner sowohl die Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz als die Spaltrisse nach der Basis senkrecht zur Schlifffläche stehen.

3. Besondere Wichtigkeit erlangt die Bestimmung der Auslöschungsschiefe in solchen Schnitten, deren optische Orientierung durch Untersuchung in konvergentem polarisierten Lichte leicht und ziemlich genau festgestellt werden kann. Es sind dies vor allem die Schnitte senkrecht zu einer der beiden Mittellinien (Rubrik 20 und 21). Derartige hinreichend genau orientierte Durchschnitte findet man bei einiger Übung ziemlich rasch fast in jedem Dünnschliffe, indem man im konvergenten Licht eine Reihe von Durchschnitten untersucht, deren Interferenzfarben etwa die halbe Höhe der höchsten aufweisen, welche man in dem betreffenden Schliff überhaupt an einem Plagioklas beobachtet. Hat man einen möglichst genau senkrecht zu einer Mittellinie getroffenen Schnitt gefunden, so bestimmt man den Wert dieser Mittellinie mit den Gipsblättchen und mifst im parallelen Licht den Winkel zwischen der Richtung der Achsenebene und der Trace der Zwillingsebene, welche, wie aus Fig. 92 bis Fig. 97 hervorgeht, bei allen Plagioklasen in Schnitten senkrecht zur negativen Mittellinie deutlich sichtbar ist, oder gegen die Spaltrisse nach der Basis, welche in den Schnitten senkrecht zur positiven Bisektrix hervortreten,

während hier die Zwillingslamellen meistens so schief getroffen sind, dafs sie gar nicht oder nur sehr wenig scharf zu beobachten sind. Dementsprechend beziehen sich die Werte in Rubrik 20 auf den Winkel zwischen der Achsenebene und der Zwillingsebene des Albitgesetzes, diejenigen in Rubrik 21 auf die Neigung der ersteren zu den Spaltrissen nach der Basis. Die beiden korrespondierenden Werte zusammengenommen stellen ein durchaus eindeutiges Charakteristikum des betreffenden Feldspats dar, während die Bestimmung nur eines derselben eine ganz sichere Entscheidung in vielen Fällen nicht giebt.

4. In solchen Durchschnitten, welche gleichzeitig nach dem Albitgesetz und dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind, erhält man in jedem Schnitt, in dem beide Zwillinge deutlich hervortreten, vier konjugierte Auslöschungsschiefen für die verschiedenen Teile. Sind 1 und 2 die beiden nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Individuen, so enthält jedes die Albitlamellen 1′ und 2′; zu bestimmten Werten der Auslöschungsschiefe von 1 und 1′ gehören für jedes Glied der Plagioklasreihe charakteristische Werte von 2 und 2′, welche sich aus der stereographischen Projektion ableiten lassen. Ein Eingehen auf dieselben würde hier zu weit führen.

5. Auch die Mittelzahlen der Auslöschungsschiefen, welche man an zahlreichen beliebig orientierten Durchschnitten eines Schliffes gegen die Zwillingsgrenze gemessen hat, liefern innerhalb weiterer Grenzen einen Anhaltspunkt. So zeigen z. B. beim Anorthit über die Hälfte aller Schnitte Auslöschungen zwischen 31° und 50°, bei Oligoklas zwischen 0° und 5°. Es folgt daraus auch, dafs man bei dem letzteren infolge der geringen Differenzen in der Auslöschungsschiefe der beiden Hälften die Zwillingslamellierung häufig nur recht undeutlich sieht, während sie bei ersterem sehr kräftig hervortritt.

6. Wie Fig. 98 zeigt, liegt die eine Achse der basischen Plagioklase wenig schief zur Vertikalachse; hat man nun Doppelzwillinge nach dem Karlsbader und Albit-Gesetz, welche nicht sehr schief zur Vertikalachse getroffen sind, so kann man im Interferenzbild in jeder der vier Komponenten den Punkt des Austritts dieser Achse bestimmen und daraus φ und λ derselben in Bezug auf die Zwillingsgrenzen ableiten, woraus sich nach Fig. 98 die Bestimmung des betreffenden Plagioklases ergiebt. Bei den natronreicheren Gliedern zeigen derartige Schnitte keinen Achsenaustritt mehr.

7. Auch die Lichtbrechung läfst sich in einzelnen Fällen zur Bestimmung der Plagioklase verwerten, zumal in solchen Gesteinen, welche neben denselben Quarz enthalten. Von den Durchschnitten beider Mineralien, welche einander berühren, wählt man solche, in denen die Schwingungsrichtungen annähernd parallel sind, und zwar in einem Fall gleichwertige, in einem zweiten entgegengesetzte. In jedem Plagioklasdurchschnitt hat man zwei Werte der Lichtbrechung, deren einer α' zwischen α und β liegt, während der andere β' zwischen β und γ sich einschaltet. Im Quarz ist der eine Index ω in allen Fällen derjenige des ordentlichen Strahls, der andere ε' demjenigen der aufserordentlichen um so näher, je mehr der Schnitt gegen die Basis geneigt ist. Durch die Vergleichung von α' und β' mit ω resp. ε' erhält man nach Rubrik 10 für die äufsersten Endglieder wie für die intermediären Plagioklase charakteristische Kennzeichen. Wenn Quarz nicht vorhanden ist, kann man den Vergleich mit dem Kanadabalsam ausführen; doch ist dann die Bestimmung weniger exakt, da man nur einen Brechungsexponenten als Vergleichsmaterial hat.

8. Der Fedorowsche Universaltisch (vgl. Anl. S. 112) wurde ursprünglich speziell für die Bestimmung der Plagioklase konstruiert. Man stellt zunächst auf dem Objekttisch des Mikroskops die Hauptdrehungsachse des Hilfstisches genau parallel zu der Schwingungsrichtung eines Nicols, die gleichfalls horizontale Drehungsachse des inneren Tisches parallel zu derjenigen des andern und befestigt das Präparat mittels einer Spur Glycerin auf dem Glastisch. Nun zentriert man den zu untersuchenden Feldspat, bringt unterhalb des Tisches wie über dem Präparat genau zentrisch gleichfalls mit etwas Glycerin je eine plankonvexe Linse an und stellt die Zwillingsgrenze durch Drehen des Glastisches parallel zur horizontalen Drehungsachse des inneren Tisches. Darauf dreht man so lange um diese Achse, bis beide Individuen des Albitzwillings die gleiche Interferenzfarbe aufweisen resp. symmetrisch zur Zwillingsgrenze auslöschen, und liest den Drehungswinkel ab, den man in die stereographische Projektion einträgt. Nun dreht man den inneren Tisch um seine beiden Achsen, bis der eine Teil des Zwillings bei einer Drehung der beiden Nicols gleichmäfsig dunkel bleibt, und bestimmt durch Ablesung den Pol der nun senkrecht austretenden Achse. Auf dieselbe Weise läfst sich auch der Pol der zweiten Achse festlegen, und man hat so die Lage von A und B resp. von α, β und γ zu der Zwillingsebene des Albitgesetzes gemessen, woraus die Bestimmung des Plagioklases direkt folgt.

9. Endlich dient zur Bestimmung der Plagioklase das Wallerantsche Totalreflektometer (Anl. S. 30), mittels dessen man nach Ausschaltung des Polarisators den Grenzwinkel der Totalreflection (Rubrik 28) mifst.

Register.

Abgeschmolzen 39.
Absonderung 40.
Absorption 43.
Ägirin 100.
Ägirinaugit 100.
Akmit 100.
Alaunschiefer 49.
Albit 133.
Albitgesetz 134.
Alkalifeldspat 127.
Allochroït 57.
allotriomorph 38.
Almandin 55.
Aluminium 27.
Alunit 73.
Amphibolgruppe 102,
Analcim 60.
Anatas 65.
Andalusit 110.
Andesin 133.
Anhydrit 113.
Änigmatit 108.
Anomalien, optische 53.
Anomit 117.
Anorthit 133.
Anorthoklas 132.
Anthophyllit 103.
Antigorit 121.
Apatit 69.
Aplom 57.
Apophyllit 77.
Aragonit 111.
Arfvedsonit 106.
Ätzfiguren 34.
Ätzung 32.
Augit 100.
Ausbildung 38.
Ausfüllungsmasse 38.
Auslöschung, undulöse 40.
automorph 38.
Awaruït 49.
Axinit 108.

Baculite 38. [41.
Bänder von Einschlüssen
Barkevikit 106.
Baryt 110.
Baryum 25.
Baryumquecksilberjodidlösung 18.
Bavenoër Zwilling 129.
Beryll 73.
Beryllium 25.
Biegung 40.
Bimsstein 59.
Biotit 116.
Blätterserpentin 121.
Bor 27.
Botryolith 109.
Bowlingit 122.
Brandisit 91.
Brewstersches Kreuz 59.
Bronzit 97.
Brookit 80.
Brucit 73.
Bytownit 133.

Calcit 70.
Calcium 24.
Cancrinit 77.
Carborundum 65.
Cer 27.
Chalcedon 76.
Chemische Reaktionen 21.
— Trennungsmethoden 7.
— Untersuchungsmethoden 21.
Chiastolith 110.
Chlor 30.
Chlorblei — Chlorzink 18.
Chloritgruppe 119.
Chloritoïd 90.
Chlorsäure 9.
Chondrodit 112.
Chrom 27.
Chromdiopsid 100.
Chromeisen 50.
Chromglimmer 118.
Chromit 50.
Chromocker 119.
Chromspinell 57.
Chrysotil 121.
Clintonit 91.
Conchit 72.
Cordiërit 124.
Cossyrit 108.
Couzeranit 72.
Crossit 107.
Cummingtonit 104.
Cumulite 38.
Cyanit 89.

Datholith 109.
Delessit 120.
Diaklasit 98.
Diallag 100.
Diaspor 89.
Dichroït 124.
Didym 27.
Dilute Färbung 43.
Diopsid 99.
Dipyr 72.
Disthen 89.
Dolomit 71.
Doppelbrechung 44.
Dumortiërit 110.
Dünnschliffe 4.

Edenit 104.
Eigenfarbe 43.
Einschlüsse 40.
Eisen 26.
Eisen, gediegen 49.
Eisenglanz 50.
Eisenkies 48.
Eisenspat 70.
Eisenspinell 57.

Eisenturmalin 68.
Eläolith 76.
Elektromagnet 19.
Enstatit 97.
Epidotgruppe 81.
Erbium 27.
Eudialyt 72.
Eukolit 72.

Farbe 43.
Färbemethoden 31.
Faserserpentin 121.
Fassaït 100.
Fayalit 92.
Feldspatgruppe 125.
Ferrit 51.
Fibrolith 109.
Flammenreaktionen 23.
Fluor 30.
Fluorit 62.
Flüssigkeiten, schwere 12.
Flufssäure 8.
—, Ätzung 32.
Flufsspat 62.
Forsterit 95.
Fuchsit 118.
Fuggerit 68.

Gallerte 32.
Gastaldit 106.
Gediegen Eisen 49.
Gedrit 103.
Gehlenit 67.
Gesteinsglas 59.
Gieseckit 77.
Gigantolith 125.
Gips 125.
Gitterstruktur 95. 131.
Glas 59.
Glaukonit 118.
Glaukophan 106.
Glimmergruppe 113.
Globulite 38.
Glühen 33.
Granatgruppe 55.
Granophyr 130.
Graphit 52.
Graphitit 52.
Graphitoïd 52.
Grossular 56.
Grothit 80.
Grünerde 118.
Grunerit 104.
Grünstein 101.
Gümbelit 123.

Habitus 39.
Hämatit 50.
Härte 37.
Hauptzone 39.
Hauyn 61.
Hercynit 58.
Hessonit 56.
Höfe, pleochroïtische 43.
Hornblende 104.
Humboldilith 67.
Humit 112.
Hussakit 66.
Hyalosiderit 92.
Hydrargillit 123.
Hydromagnesit 124.
Hydronephelit 77.
Hypersthen 97.
hypidiomorph 38.

Iddingsit 122.
idiomorph 38.
Idokras 67.
Ilmenit 51.
Indikatoren 14.
Insekteneier 80.
Interferenzfarben 44.

Kalifeldspat 127.
Kaliglimmer 116.
Kalium 24.
Kaliumborowolframiatlösung 17.
Kaliumnatriumkarbonat 11.
Kaliumquecksilberjodidlösung 16.
Kalkgranat 55.
Kalkspat 70.
Kämmererit 119.
Kaneelstein 56.
Kaolin 123.
Karbonate 70.
Karinthin 106.
Karlsbader Zwilling 128.
Kärsutit 106.
Kassiterit 65.
Kataklase 40.
Katoforit 106.
Kelyphit 56.
Kieselfluoraluminium 32.
Kieselfluorsalze 22.
Kieselflufssäure, Reaktionen 22.
—, Trennung 9.
Kleinsche Lösung 17.
Klinochlor 120.
Klinohumit 112.
Klinozoisit 83.
Kobalt 26.
Kohlenstoff 28.
Kohlige Substanz 53.
Korngröfse 39.
Korrosion 38.
Korund 66.
Kreittonit 58.
Krokydolith 106.
Kryptoperthit 132.
Krystallisationszentrum 42.
Krystalliten 38.
Krystallskelette 38.
Ktypeït 71.
Kupferchloridchlorammonium 11.

Labrador 133.
Lanthan 27.
Lapis lazuli 62.
Lasurit 62.
Låvenit 88.
Lawsonit 102.
Leitstrahl 37.
Lepidomelan 117.
Leuchtenbergit 119.
Leucit 58.
Leukoxen 51.
Lichtbrechung 42.
Liebenerit 77.
Lincksche Lösung 33.
Lithionglimmer 118.
Lithionit 118.
Lithionturmalin 68.
Lötrohrprobe 23.
Lupenstativ 20.
Lussatit 76.
Lutecit 76.

Magmatische Korrosion 38.
Magnesiaglimmer 116.
Magnesiaturmalin 68.
Magnesit 71.
Magnesium 25.
Magnet 19.
Magneteisen 49.
Magnetismus 37.
Magnetit 49.
Magnetkies 49.
Malakolith 100.
Mangan 26.
Mangangranat 55.
Margarit 91.
Margarite 38.
Marialith 72.
Maschenstruktur 94.
Masonit 91.
Meionit 72.
Melanit 56.
Melilith 67.
Merkuronitrat 18.
Meroxen 117.

Mesostasis 38.
Methylenjodid 15.
mica palmé 116.
Mikrochemie 21.
Mikrofelsit 131.
Mikroklin 131.
Mikrolithen 39.
Mikropegmatit 130.
Mikroperthit 130.
Mikrotin 134.
Mineralien, opake 48.
— optisch einachsige 62.
— optisch isotrope 53.
— optisch zweiachsige 77.
Molybdänsaures Ammoniak 33.
Monazit 81.
Monticellit 95.
Mörtelstruktur 40.
Mosandrit 109.
Muscovit 116.
Myrmekit 130.

Natrium 23.
Natrolith 125.
Natronkalkfeldspat 132.
Natronlauge 11.
Natronorthoklas 132.
Neodym 27.
Nephelin 76.
Nephrit 104.
Nickel 26.
Niob 29.
Nontronit 124.
Nosean 61.

Obsidian 59.
Ocellarstruktur 59.
Oligoklas 133.
Olivingruppe 92.
Omphazit 100.
Opake Mineralien 48.
Opal 62.
Opazit 50.
Organische Säuren 9.
Orthit 84.
Orthoklas 127.
Ottrelith 90.

Paragonit 115.
Parallele Verwachsungen 41.
Pargasit 104.
Pechstein 60.
Pektolith 112.
Pennin 119.
Periklas 58.
Periklingesetz 133.
Perimorphosen 41.
Perlit 60.
Perowskit 54.
Perthit 130.
Pflockstruktur 68.
Phlogopit 116.
Phosphor 29.
Physikalische Trennungsmethoden 11.
— Untersuchungsmethoden 34.
Piëmontit 85.
Pilit 104.
Pinit 125.
Pistazit 85.
Plagioklas 132.
Pleochroïsmus 43.
Pleochroïtische Höfe 43.
Pleonast 57.
Praseodym 27.
Prehnit 111.
Protobastit 98.
Protoklase 40.
Pseudobrookit 80.
Pseudomorphosen 42.
Pyrit 48.
Pyrop 56.
Pyrophyllit 123.
Pyroxengruppe 96.

Quarz 73.
Quarzin 76.
Quecksilbernitrat 18.
Quergliederung 40.

Reaktionen, allgemeine 21.
— mikrochemische 21.
— spezielle 31.
Resorption 38.
Rhodochrom 119.
Riebeckit 106.
Rinkit 108.
Ripidolith 119.
Rohrbachsche Lösung 18.
Rosenbuschit 112.
Rubellan 116.
Rubin 67.
Ruinenartige Ausbildung 38.
Rutil 63.

Salit 100.
Salzsäure 9.
—, Ätzung 32.
Sanduhrstruktur 42.
Sanidin 127.
Sapphir 66.
Sapphirin 91.
Saussurit 134.
Scheidetrichter 13.
Schlagfigur 37.
Schlämmprozeſs 11.
Schmelzbarkeit 20.
Schörl 68.
Schriftgranit 75.
Schwefel 30.
Schwefelkies 48.
Schwefelsäure 10.
Schwere Flüssigkeiten 12.
Schwerspat 110.
Seladonit 118.
Seltene Erden 27.
Sericit 115.
Serpentin 120.
Seybertit 91.
Sicherung 12.
Silbernitrat 33.
Silicium 28.
Sillimanit 109.
Sismondin 91.
Skapolith 72.
Smaragd 73.
Smaragdit 104.
Smirgel 66.
Sodalith 60.
Spaltbarkeit 39.
Spessartin 56.
Spezifisches Gewicht 34.
Sphen 80.
Spinellgruppe 57.
Spreustein 61.
Sprödglimmer 90.
Staurolith 88.
Stoſsherd 12.
Strahlstein 104.
Strontium 25.

Talk 123.
Tantal 29.
Tetrabromacetylen 15.
Thalliumsilbernitrat 18.
Thon 124.
Thonerde, gallertige 33.
Thorium 27.
Thouletsche Lösung 16.
Thulit 85.
Titan 28.
Titaneisen 51.
Titanit 80.
Titanolivin 95.
Topas 113.
Topazolith 56.
Tremolit 104.
Trennungsmethoden, chemische 7.
— physikalische 11.
Trichite 38.

Tridymit 76.
Turmalin 68.

Umwandlung 42.
Undulöse Auslöschung 40.
Untersuchungsmethoden, chemische 21.
— physikalische 34.
Uralit 101.

Vanadin 29.
Verwachsungen, parallele 41.
Vesuvian 67.
Viridit 120.

Wage, Westphalsche 35.
Wasser 30.
Wernerit 72.
Wöhlerit [illegible]
Wolfram [illegible]
Wollastonit [illegible]

[illegible]
[illegible] 6.

[illegible] 27.

[illegible] 125.
[illegible] 70.
[illegible]spinell 58.
[illegible] 29.
[illegible]nerz 65.
Zirkon 65.
Zirkonium 28.
Zoisit 83.
Zwilling, Bavenoër 129.
— Karlsbader 128.

In der **Herderschen Verlagshandlung zu Freiburg im Breisgau** ist erschienen und durch alle Buchhandlungen zu beziehen:

Anleitung

zum Gebrauch des

Polarisationsmikroskops

von

Dr. Ernst Weinschenk.

Mit 100 Textfiguren.

gr. 8°. (VI u. 124 S.) *M.* 3; geb. in Leinwand *M.* 3.50.

„In gedrängter Form will der Verfasser, der bekannte Petrograph und Inhaber der a.-o. Professur für Petrographie an der Münchener Universität, in dem vorliegenden Werke einen kurzen Abrifs geben, der sowohl dem Anfänger als Anleitung zum Arbeiten mit dem Polarisationsmikroskop dienen als dem Erfahrenen in zweifelhaften Fällen einen zuverlässigen Ratgeber darstellen soll. Dem Verfasser ist sein Vorhaben in ausgezeichneter Weise gelungen. In klarer, leichtverständlicher Darstellung wird zunächst das Polarisationsmikroskop im allgemeinen und seine Justierung besprochen. Es folgen die Beobachtungen im gewöhnlichen Licht, dann die im parallelen und schliefslich die im konvergenten und polarisierten Licht. Ein besonderes Kapitel ist den Zwillingsbildungen und optischen Anomalien gewidmet. In einem Anhange finden von Nebenapparaten die Drehapparate, Erhitzungsapparate und Reproduktionsapparate eine kurze Besprechung. Ein Register erleichtert die Benutzung des Buches, das jedem, der mit dem Polarisationsmikroskop arbeitet, durchaus empfohlen werden kann."

(Glück auf. Essen 1901. Nr. 27.)

„Die mit vorzüglichen Textfiguren ausgestattete Anleitung bringt in gedrängter, leichtfafslicher Form das zum Arbeiten mit dem Polarisationsmikroskop Notwendige und Wissenswerte. Der Stoff wird in sechs Hauptabschnitten — das Polarisationsmikroskop im allgemeinen, die Justierung des Polarisationsmikroskops, die Beobachtungen im gewöhnlichen, im parallelen polarisierten und im konvergenten polarisierten Licht, die Zwillingsbildungen und optischen Anomalien — abgehandelt, denen sich ein Anhang — Nebenapparate —, in dem die Dreh-, Erhitzungs- und Reproduktionsapparate beschrieben werden, anschliefst. Wir begrüfsen in dem Werke eine nutzbringende Anleitung für den Anfänger und ein Auskunftsbuch für den Praktiker, es fehlte bis jetzt in der deutschen Litteratur an einem derartigen Werke."

(Zeitschrift f. angewandte Mikroskopie. Weimar 1901. 4. Heft.)

„Mit Freude begrüfsen wir hier die zeitlich erste Publikation über dieses für den Mineralogen so wichtige Gebiet. Dafs sie ihr Ziel, dem Anfänger eine Einführung, dem Vorgeschrittenen ein Ratgeber zu sein, ganz erreicht hat, war bei dem Namen des Autors nicht anders zu erwarten. Das Büchlein darf auf dem Arbeitstisch eines jeden, der die optischen Methoden der Mikroskopie zu benutzen hat, nicht fehlen."

(Laboratorium et Museum. Berlin 1901. Nr. 4.)

„Das Büchlein ist ganz besonders geschrieben worden, damit der Chemiker daraus die Verwendung des Polarisationsmikroskops erlerne. So behandelt es der Reihe nach die Apparate und deren Anwendung zu den verschiedenen Bestimmungen, welche zur Charakterisierung der Krystalle notwendig sind, je nach ihrer Wichtigkeit mehr oder minder ausführlich, und hebt das besonders Wichtige noch durch gröfseren Druck hervor. Die Darstellung ist klar, einfach und verständlich, sie ist erschöpfend und vielseitig. Daher kann man dem Chemiker den Gebrauch des Büchleins warm ans Herz legen, zumal es in der That für ihn von grofsem Wert und auch mit Zeitersparnis verknüpft ist, wenn er sich etwas Erfahrung im Gebrauche des Mikroskops aneignet. . . ."

(Chemiker-Zeitung. Cöthen 1901. Nr. 90.)